



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Aplicación de métodos de sismica pasiva para
obtener modelos de velocidades de onda de corte
(Vs) en la 2^a sección de Chapultepec**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO

GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

JACOB ESDRAS VALDÉS MELO

Director: Dr. Martín Cárdenas Soto



México, D. F.

2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

A mi madre, por que me brindaste todo tu apoyo y pusiste toda tu confianza en mí, por todos los consejos y el buen ejemplo, seguirás presente en todos mis logros aunque ya no sigas a mi lado.

A mis hermanos Estela, Santiago, Josué y Sara por apoyarme en todo lo posible, a mi tía y a mi padre.

Agradecimientos

Agradezco al proyecto “Estudios geológicos, geofísicos y geotécnicos para caracterizar y determinar la presencia de inestabilidades en el subsuelo en los taludes de la 2ª sección del bosque de Chapultepec” del Fondo Mixto CONACYT-GDF (Proyecto 121119) que es llevado a cabo por la División de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería.

A mis sinodales: Dr. Jorge Aguirre González, Dr. Arturo Iglesias Mendoza, M. C. Miguel Rodríguez González, por sus observaciones a este trabajo y al tiempo dedicado a esta tesis.

Un especial agradecimiento al departamento de Geofísica por todo el apoyo y facilidades brindadas, al M. C. David Escobedo Zenil por la oportunidad para laborar, a los ingenieros y amigos de la división Alejandro García (Mou) y Jesús Sánchez (Chucho), a mi maestro y Coordinador de la carrera el M. C. Mauricio Nava por la paciencia y tips.

A mi profesor de Física de las Ondas y Temas selectos de Geotecnia, por toda su paciencia, ideas y enseñanzas en diferentes temas, quien es mi director de tesis, el Dr. Martín Cárdenas Soto.

A todos mis profesores del anexo, por su tiempo y paciencia, a mis profesores de asignaturas de Geofísica, que además de la enseñanza del temario un poco de experiencia en la práctica de la profesión agregaban.

A mis compañeros de servicio en el proyecto y del cubículo 23 de la DICT, Arianna (Psycho), Guido, Horacio, Mayra, Aurora, Laura y Rosalía.

A todos mis compañeros en la facultad con los que conviví y curse asignaturas, practicas y fueron parte importante en la carrera, en especial a mis compañeros Gualberto, Viridiana y Yolanda quienes fueron en gran parte de la carrera mi grupo de estudio. A Elizabeth, Lizbeth, Tania, Nidia, Mara, Gabriela, Mariam, Melissa, Yael, Sandra,

Pablo, Arturo, Omar, Nancy, Luis Avalos, Darío, Isaí, Diego Armando, Diego Quiroz, Farhid, José Piña, Patsy, Omar (8), Adriana, Raúl Mina, José Martínez, Juanito, Daniel (Vago), Eduardo, Héctor, Joel, Julián, Carlos Licea.

Y a Pao...

Y a mi alma máter, orgulloso de pertenecer a la UNAM, mi segundo hogar donde me desarrolle y crecí como persona. ¡¡¡¡GRACIAS!!!!

Contenido

Resumen	1
Abstract	2
Introducción	3
Capítulo I	
Fundamentos teóricos de sismica pasiva	8
I.1 Microtremores	8
I.1.1 Origen y características de los Microtremores	8
I.1.2 Ondas superficiales en los Microtremores	10
I.2 Aplicaciones de los Microtremores	11
I.2.1 Interferometría sísmica	12
I.2.2 Método SPAC	15
Capítulo II	
Zona de Estudio y Metodología para adquisición de datos	22
II.1 Antecedentes Geológicos	22
II.2 Instrumentación y Adquisición de datos	24
Capítulo III	
Procesamiento de los datos de ruido y obtención de curvas de dispersión	28
III.1 Pre-procesamiento de datos	28
III.2 Obtención de la función de Green. Método de Interferometría	29
III.3 Procesamiento de los datos para el método SPAC	34

Capítulo IV

Confrontación de Métodos y discusión de resultados	41
IV.1 Comparación entre los resultados obtenidos con el arreglo 1	41
IV.2 Comparación entre los resultados obtenidos con el arreglo 2	44

Capítulo V

Conclusiones y recomendaciones	49
Referencias	51

Resumen

En este trabajo exploro la aplicabilidad de dos métodos de correlación de ruido sísmico entre pares de estaciones en dos arreglos en la 2ª sección del Bosque de Chapultepec, el método 2sSPAC (two-site Spatial Power Auto Correlación por su siglas en inglés) e Interferometría Sísmica (IS). El objetivo es determinar la estructura de velocidad de ondas de corte con una aproximación aceptable, y a la vez que permita establecer cual de ambos métodos detecta anomalías asociadas a minas u oquedades.

El arreglo 1 estuvo conformado por 7 estaciones sísmicas de banda ancha cuya apertura máxima fue de 50 [m], donde se registro el ruido continuo durante 4 horas. La aplicación de ambos métodos condujo a la obtención de curvas de dispersión del modo fundamental de ondas de Rayleigh en el rango de 200 a 800 [m/s] cuya similitud se observa entre 4 y 7 [Hz]. En frecuencias menores de 4 [Hz] las curvas están mejor definidas por IS. En frecuencias mayores de 7 [Hz] las curvas obtenidas por 2sSPAC son más estables.

El segundo arreglo constó de 96 geófonos verticales con una apertura máxima de 70 [m] y se instaló encima de una red de minas subterráneas. En este arreglo se obtuvieron dos modelos 3D de velocidad en función de la frecuencia. El modelo obtenido con 2sSPAC fue a partir de los valores de las curvas dispersión, y el modelo obtenido con IS mediante la inversión de los tiempos de retraso de los máximos de la correlación. En ambos modelos la velocidad promedio de ondas de S es similar (200 a 800 [m/s]). El análisis de estos modelos muestra que en las principales galerías subterráneas existe una discontinuidad de velocidad que es aceptablemente mapeada por ambos métodos en el rango de frecuencia de 8 a 13 [Hz].

Abstract

In this paper we explore the applicability of two methods of correlating seismic noise between pairs of stations in two arrangements in the 2nd section of Chapultepec Park, the method 2sSPAC (two-site Spatial Power Auto Correlation) and Interferometry Seismic (IS). The objective is to determine the structure of shear wave velocity with an acceptable approximation, while allowing establishing which of the two methods detected anomalies associated with mines or cavities.

The array 1 consisted of seven broadband seismic stations whose maximum aperture was 50 [m], where continuous noise record for 4 hours. The application of these methods led to the production of dispersion curves of the fundamental mode Rayleigh wave in the range of 200 to 800 [m / s] whose similarity is observed between 4 and 7 [Hz]. At frequencies below 4 [Hz] curves are best defined by IS. At frequencies above 7 [Hz] the curves obtained by 2sSPAC are more stable.

The second array consisted of 96 vertical geophones with a maximum opening of 70 [m] and settled over a network of underground mines. This arrangement is obtained two 3D models of speed depending on the frequency. The model was obtained from 2sSPAC values of dispersion curves, and the IS model obtained by reversing the delay times of maximum correlation. In both models the average speed of S waves is similar (200 to 800 [m / s]). The analysis shows that in these models subterranean major discontinuity exists that is acceptably speed mapped by both methods in the frequency range of 8 to 13 [Hz].

Introducción

Los métodos de microtremores son métodos de exploración geofísica, utilizados recientemente dado que tienen gran potencial en zonas urbanas e industriales porque son áreas donde no se pueden usar explosivos y donde existen inversiones de velocidades que limitan la aplicación de métodos tradicionales como refracción y reflexión (Castellaro et al., 2005).

El presente estudio está dirigido a dos métodos: two-site SPAC en inglés (2sSPAC) ya que el método requiere solo dos conjuntos de sismógrafos bajo la suposición de que los campos de ondas son espacial y temporalmente estacionarios (Hitoshi et. al, 2004) e Interferometría Sísmica (Gouedard, et al, 2008). (IS), uno trata de la correlación en el dominio de la frecuencia y el otro en el dominio del tiempo, respectivamente. Estos métodos presentan un enfoque alternativo, además de realizar los levantamientos sísmicos tradicionales, registrar el ruido de alta frecuencia sísmica, o microtremores, consiste principalmente en determinar las características de resonancia sísmicas, determinando espesores relativamente grandes (decenas de metros y por encima) en paquetes sedimentarios.

Tanto 2sSPAC como IF son utilizados en diferentes ubicaciones del mundo, donde las condiciones de cada sitio le dieron viabilidad para confrontarlos con otros resultados derivados de otros métodos, ejemplificando con algunos casos en los siguientes incisos:

- a) Melbourne, Australia. Se resuelve una inversión de la velocidad de la presencia de un flujo de basalto con un espesor de 12[m] que cubre a un estrato formado por sedimentos aluviales con caliza tipo *mudstone* alterada (James C. Roberts, 2004).

- b) Wainuiomata, Nueva Zelanda. El estudio se realizó en *Parkway Valley*, en donde existen paquetes de sedimentos (suelo blando) sobre el basamento (roca firme), determinando los espesores de dichos paquetes sedimentarios, obteniendo resultados comparables con un estudio geotécnico previo (Chávez García, et al, 2006).

- c) Bornheim, Alemania. En esta zona se obtienen perfiles de onda de corte con diferentes métodos de sísmica pasiva, comparando: información de ondas superficiales en otro punto, información geológica en donde se describen depósitos sedimentarios por areniscas, arcillas y gravas, con un espesor de 94 [m], confirmado por un pozo la profundidad del basamento en ese lugar, obteniendo resultados congruentes (Richwalski, et al., 2007).

En cada uno de estos casos los métodos de microtremores han venido a remplazar a los tradicionales métodos geofísicos, resolviendo satisfactoriamente un objetivo determinado, los casos presentados son similares a la problemática que más adelante se expone.

Una de las principales ventajas de estos métodos es que éstos permiten obtener la estructura y distribución de velocidades del subsuelo con una buena aproximación sin requerir técnicas invasivas o destructivas. Esta característica permite que sean aplicados en áreas urbanas, donde uno de los principales componentes es la presencia de obras de infraestructura y un alto nivel de ruido. Por lo anterior, en este trabajo se explorará la aplicabilidad de estos métodos para explorar un sitio muy característico e histórico de la ciudad de México: el bosque de Chapultepec, cuya problemática se describe a continuación.

En el Lago Mayor del Bosque de Chapultepec ocurrió un colapso, resultando una oquedad de cerca de 10 [m] de diámetro por 6[m] de profundidad. Esto, resultó

el vaciado total de esta parte del lago (figura1). Los resultados del peritaje acerca de las causas de la fisura indican que el material de relleno que cubría una oquedad y por debajo del lago, presentó una filtración que empezó a lixiviar el suelo, debilitando el soporte en esta zona del lago. (Proyecto Civil Integral S.A. de C.V, 2006)



Figura 1. Grieta en el Lago Mayor del Bosque de Chapultepec

En la zona de la 2ª sección han aparecido rasgos superficiales producto de movimientos de masas incrementando la subsidencia; complementado por la extracción no controlada de agua subterránea, constituyendo un agente que modifica características de saturación inicial de los materiales y de relleno, disminuyendo la presión intersticial en esta misma. Las propiedades dinámicas dependen de la densidad (ρ), la velocidad de la onda P (V_p) y la velocidad de la onda S (V_s). Las anteriores propiedades pueden presentar variaciones cuando el nivel de saturación en los estratos aumenta o disminuye. También la ausencia de éstas puede ser relacionada a oquedades. La estimación de la modificación de velocidades en el medio puede contribuir a estudios que conllevan a explicar la presencia de la subsidencia en el terreno.

A partir del colapso (figura 2d), se evidenciaron la presencia de minas subterráneas en forma de galerías dispuestas de manera irregular (figura 2a, 2b, 2c), siendo un factor común que pone en peligro latente al Bosque de Chapultepec, las

autoridades requieren un dictamen técnico que contenga información del subsuelo para la 2ª sección del Bosque de Chapultepec y así poder darle un seguimiento.



Figura 2. a) Hundimiento ubicado frente a la zona recreativa “El Sope”. b) Interior de la oquedad presentado en a). c) Hundimiento en el área verde situada en Av. de los Compositores cerca de la fuente de Xochipilli. d) Grietas que aparecieron recientemente, situadas entre la feria de Chapultepec y el lago Mayor sobre Av. de los Compositores

En Agosto del 2011, la Facultad de Ingeniería de la UNAM inició un estudio multidisciplinario con el objetivo de determinar la presencia de inestabilidades en el subsuelo del subsuelo en dicho bosque.

El presente trabajo tiene como objetivo aplicar dos métodos de símica pasiva; el método de autocorrelación espacial entre dos estaciones (2sSPAC) e Interferometría sísmica, a fin de confrontar sus resultados para obtener una mejor

estimación del modelo de velocidad de corte en la estructura del subsuelo, contar con estimaciones robustas de las variaciones de la estructura del subsuelo en un sitio representativo de la 2ª sección, y validar la aplicabilidad de ambos métodos en la estimación de las velocidades de corte en la zona sin la necesidad de aplicar métodos invasivos o destructivos.

Capítulo I

Fundamentos teóricos de sismica pasiva

En este capítulo se presentan a las bases teóricas, de las técnicas de análisis empleadas en los datos de vibración ambiental registrados en la 2ª sección de Chapultepec. Comprender los principios de los métodos utilizados en este trabajo permite explicar los diferentes resultados obtenidos en la zona sujeta a estudio. También se presentan las aplicaciones de los microtemblores en métodos que nos permiten estimar la estructura del subsuelo.

I.1 Microtemblores

Los microtemblores o ruido ambiental se han venido estudiando desde el siglo pasado para la caracterización de suelos y estructuras, Omori (1909), realizó estudios con un péndulo inclinado y observó que existen vibraciones naturales que no correspondían a las sísmicas o a pulsaciones oscilatorias.

I.1.1 Origen y características de los Microtemblores

Los microtemblores son también conocidos como ruido ambiental, microtembloraciones, microtemblores y ruido de fondo, son vibraciones aleatorias inducidas en las masas de suelo y roca por fuentes naturales y artificiales. Los microtemblores se pueden clasificar de la siguiente manera:

a) Vibraciones en la superficie debidas a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo que se propagan en todas direcciones con la misma energía; b) una superposición de ondas superficiales, que contribuyen un campo estacionario y homogéneo; c) el ruido ambiental generado por fuentes naturales y culturales (Asten, 1976).

Los microtremores ocurren en el intervalo de frecuencias de 0.01 a 30 [Hz]; sin embargo la exploración geofísica solo se interesa en la banda que va de 0.1 a 10 [Hz], ya que en esta banda parte de la energía es transmitida en forma de ondas Rayleigh, cuyos modos y velocidades de propagación se pueden estimar y medir.

Es posible medir las ondas de Rayleigh con arreglos instrumentales y a partir de estas mediciones obtener información de los parámetros elásticos de la corteza terrestre, hasta profundidades de 20 [Km] (Asten, 1976).

Además, los microtremores tienen la propiedad de estar formados por un conjunto coherente de ondas de cuerpo y superficiales que viajan en direcciones diferentes y contienen información sobre las fuentes, las vías de transmisión y la estructura del subsuelo (Toksöz y Lacoss, 1968).

Las fuentes que producen los microtremores se pueden clasificar en rangos de frecuencias (Bard, 1998):

- a) Bajas frecuencias (por debajo de 0.3- 0.5 [Hz]) son causados por las olas oceánicas que ocurren a grandes distancias, esto hace posible encontrar una buena correlación de los microtremores con condiciones meteorológicas de gran escala en el océano.
- b) Frecuencias intermedias (entre 0.3- 0.5 y 1 [Hz]) son generados por el oleaje que rompe en las costas, por lo que su estabilidad es significativamente menor.
- c) Altas frecuencias (mayores a 1[Hz]) estas fuentes están ligadas a la actividad humana por lo que reflejan los ciclos de está poniéndose de manifiesto por

cambios de amplitud de los espectros. En Figura 1.1 se presentan algunos ejemplos de diferentes tipos de fuentes generadoras de microtremores tanto naturales como artificiales.



Figura 1.1. Diagrama de algunos ejemplos de fuentes generadoras (natural y artificial) de Microtremores. Yauri , 2006 (Modificada)

I.1.2 Ondas superficiales en los Microtremores

Los microtremores están compuestos principalmente por ondas superficiales que viajan sobre la superficie de la tierra y se desplazan a menor velocidad que las ondas de cuerpo.

La velocidad de propagación de las ondas es función del contenido de frecuencias, así, si se filtra para múltiples bandas de frecuencia se resaltan los paquetes de ondas con diferente contenido de frecuencia y periodo. El análisis de un registro con 24 trazas de ruido sísmico se ejemplifica en la figura 1.2 donde se

muestra una curva de dispersión típica producto de las ondas superficiales de los microtemores.

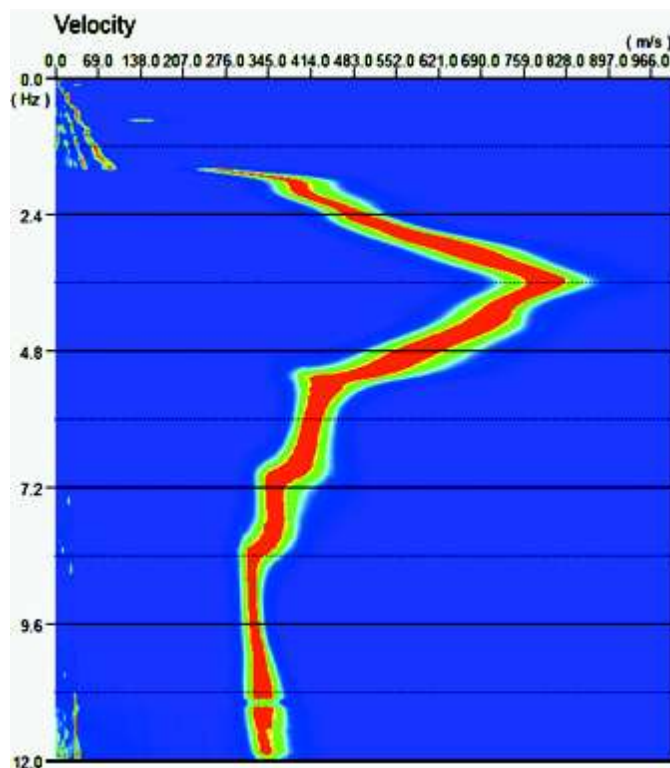


Figura 1.2. Curva de dispersión obtenida con el software Geogiga®, la amplitud máxima se muestra en color rojo, debido a la respuesta del geófono de 4.5 [Hz] existe un decaimiento en el máximo de la amplitud en esta frecuencia.

I.2 Aplicaciones de los Microtemores

En los últimos años, el uso de los microtemores es común para estudios geotécnicos, efectos de sitio y para la estimación de los modelos de velocidad, siendo estos métodos de bajo costo y de sencilla de operación. Entre los más utilizados están:

El método de Nakamura (1989), también conocido como H/V (cociente espectral), el método de auto-correlación espacial, propuesto por Aki (1957), conocido por sus siglas en inglés como SPAC (basado en la función de correlación de registros de ruido entre estaciones las cuales promediadas espacialmente tiene la

forma de la función Bessel de orden cero), el método espectral F-K propuesta por Capon (1969) que utiliza la frecuencia y número de onda, y recientemente la Interferometría Sísmica.

El primero de los métodos es ampliamente utilizado para la determinación del periodo predominante y la caracterización de efectos de sitio y los dos últimos, para la determinación de modelos de velocidad de las capas superficiales. Los otros tres para el análisis de las componentes de dispersión de ondas superficiales, velocidad y dirección de propagación en la función de la frecuencia. 2sSPAC e Interferometría Sísmica han remontado significativamente en la última década, los cuales describo brevemente.

I.2.1 Interferometría sísmica

Este es un método de exploración geofísica que se caracteriza por utilizar reflejos conocidos como múltiples y *scattering* provenientes del subsuelo y que proveen información de las estructuras del interior de la tierra (Schuster, 2009). Uno de los avances más destacados de la Interferometría sísmica es el poder obtener información del subsuelo de la coda de los sismos (Snieder et al., 2002) y registros continuos de ruido ambiental, correspondientes a los múltiples eventos de scattering que contiene esta (Gerstoft et al., 2006)

La correlación entre un par de trazas sísmicas y la suma del correlograma resultante para diferentes pares de estaciones es el procesamiento básico de la Interferometría sísmica (Gouedard, et al, 2008). De esta manera se obtiene la señal que se registra debido a una fuente y/o receptores virtuales, conocida como la función de Green.

Si el campo de ondas excitado por una fuente impulsiva en un punto de registro B con tiempo inicial t_s y un receptor en A representa a la función de Green $g(A, t|B, t_s)$. Por lo tanto, N fuentes virtuales de profundidad z_A esta dada por:

$$\Phi(B|A) = \sum_{z_A} D(B|A) D(B|A)^* \quad 1.1$$

Donde $A = (x_A, y_A, z_A)$ representa la ubicación de la fuente y el receptor se encuentra en $B = (x_A, y_A, 0)$ justo por encima de la fuente en el subsuelo. Transformando al dominio de Fourier la ecuación 1.1 (función de correlación), queda expresada de la siguiente manera:

$$\Phi(B, t|A) = N[2\pi\delta(t + \tau_{zyz}) + 4\pi\delta(t) + 2\pi\delta(t - \tau_{zyz})] \quad 1.2$$

De la ecuación 1.2 tenemos que la parte causal (en rojo) corresponde a los datos registrados debido a una fuente por encima del cuerpo de estudio. Existen funciones de Green tanto para medios acústicos, como elásticos, se considera a la tierra como un medio elástico en el que se propagan ondas sonoras, con una determinada impedancia acústica, obstaculizando la reacción del movimiento vibratorio para las partículas en el mismo punto de la propagación del frente de onda.

Ahora suponiendo un medio acústico arbitrario lineal y con densidad constante, la función acústica de Green para un medio tridimensional corresponde a la respuesta de una fuente impulsiva para este medio. Entonces al transformarlo al dominio de la frecuencia satisface a la ecuación de Helmholtz para sus tres dimensiones (Feshbach & Morse, 1953)

$$(\nabla^2 + k^2)G(g|s) = -\delta(s - g), \quad 1.3$$

Donde $k = \omega/v(g)$, y $\delta(s - g) = \delta(x_s - x_g)\delta(y_s - y_g)\delta(z_s - z_g)$.

Teniendo dos soluciones independientes a la ecuación diferencial parcial de segundo

orden: la función causal y anticausal de Green, $G(g|s)$ y $G(g|s)^*$ respectivamente. La función causal de Green para un medio homogéneo de velocidad v esta dada por:

$$G(g|s) = \frac{1}{4\pi} \frac{e^{ikr}}{r} \quad 1.4$$

Donde el número de onda es $k = \frac{\omega}{v}$, $r = |g - s|$, y $1/r$ representa la divergencia geométrica. Su significado físico se reduce a oscilaciones armónicas provenientes de una fuente situada en s y el receptor ubicado en g . Gracias a que la ecuación 1.2 cumple con el principio de reciprocidad debido a que la fuente y el receptor se pueden intercambiar de manera que $G(g|s) = G(s|g)$. Permitiendo que una traza registrada en un punto receptor A excitada mediante una fuente ubicada en el punto B, sea exactamente igual cuando cambiamos la señal en B y la fuente en el punto A.

La Interferometría sísmica es relativamente nueva en el campo de exploración de la Sísmica, Claerbout fue el pionero demostrando que la función de Green podía ser obtenida auto-correlacionando registros con los cuales se pueden generar sismogramas sintéticos, al utilizar el teorema de Green, con una base matemática sólida para la teoría de Interferometría sísmica (Claerbout, 1968), da como resultado la ecuación que gobierna la Interferometría sísmica, la ecuación 1.5 es conocida como la ecuación acústica reciproca de tipo correlativo (Wapenaar, 2004).

$$G(B|A) - G(B|A)^* = \int_S \left[G(x|B)^* \frac{\partial G(x|A)}{\partial n_x} - G(x|A) \frac{\partial G(x|B)^*}{\partial n_x} \right] d^2x \quad 1.5$$

Para que la ecuación 1.5 sea valida tanto A como B deben de estar sobre la frontera imaginaria de un volumen arbitrario con un punto de integración dentro de este. A esta ecuación se le conoce como ecuación reciproca de tipo correlativo porque los integrandos están compuestos por la multiplicación de funciones por sus conjugados, las cuales se convierten en correlaciones en el dominio del tiempo mediante la transformada inversa de Fourier.

En la obtención de la función de Green la distribución de fuentes de ruido influye directamente cuando se presentan mayor numero de fuentes, de uno u otro lado del receptor (Stehly, 2006). Este efecto se observa en la figura 1.3.

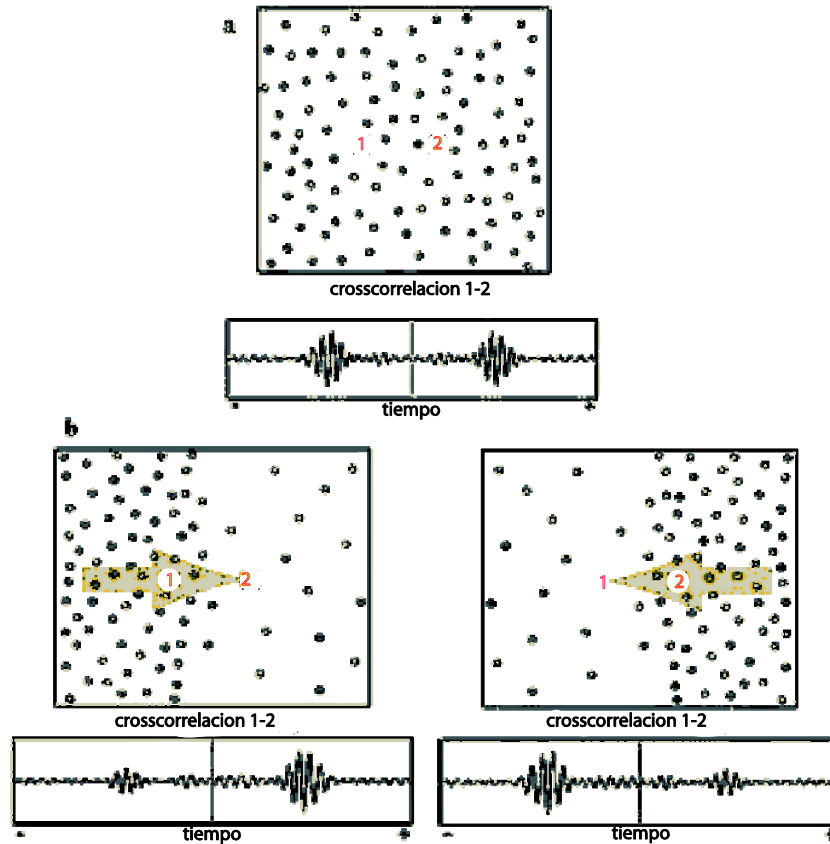


Figura 1.3 a) Correlación cruzada simétrica entre dos estaciones, con distribución homogénea de fuentes. b) Correlación cruzada asimétrica asociada a una distribución no homogénea de las fuentes. (Stehly, 2006)

I.2.2 Método SPAC

La teoría básica del método de autocorrelación espacial fue propuesta por Aki (1957), donde se sustituye la estacionalidad temporal por la estacionariedad espacial de los microtremores. Okada (1990, 1998) desarrolló la teoría para determinar velocidades de fase de Rayleigh y ondas Love en forma convencional como un método de exploración mediante el uso de componentes horizontal y vertical de la

observación amplia de microtemores. Con el fin de obtener la onda Rayleigh utilizó el método SPAC registrando simultáneamente la componente vertical de microtemores (figura 1.4a), con un mínimo de 3 a 4 sensores. Ling y Okada (1993), propusieron el método de autocorrelación espacial extendida (E-SPAC) representado en la figura 1.4b, que permite obtener la velocidad de fase mediante el ajuste de los coeficientes SPAC para la función de Bessel en función de la distancia, de los varios conjuntos diferentes en forma no simultánea, registrados a diferentes tiempos. Tsuno y Kudo (2004) demostraron la eficacia y la precisión del método SPAC en el uso práctico de ingeniería, especialmente para las estructuras subterráneas poco profundas.

El método SPAC para dos sitios (2sSPAC), sólo requiere dos estaciones o sismógrafos, el método entrega valores razonables para velocidades de fase en el rango de frecuencia más baja que cerca de 1.0 [Hz], y los coeficientes de autocorrelación espacial son estables en el rango de frecuencia superior a 1,0 [Hz] (Morikawa et al, 2004).

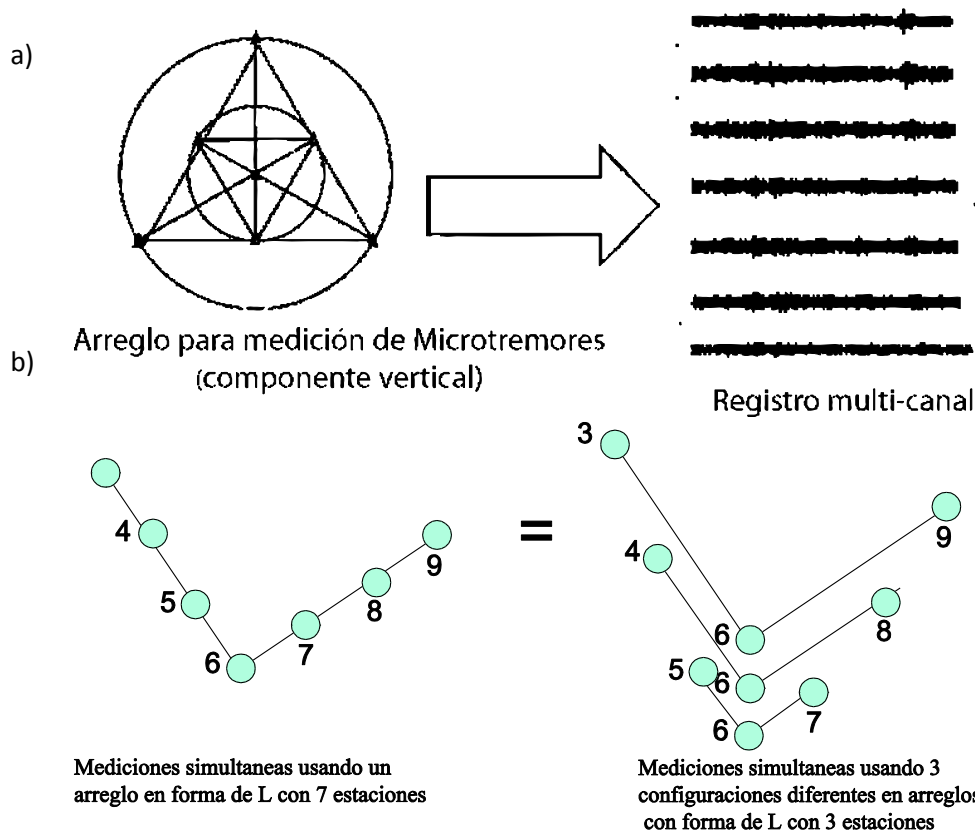


Figura 1.4 a) Arreglo clásico para el método SPAC con promedio azimutal. b) Arreglo E-SPAC (autocorrelación espacial extendida) en L con dos opciones dependiendo del número de estaciones. Yokoi, 2011(Modificada)

Considerando que los microtremores se propagan en todas las direcciones, cada uno de estos con una magnitud casi uniforme, (Aki, 1957), si estos se propagan homogéneamente en todas las direcciones las mediciones a lo largo de una sola dirección es equivalente a un promedio azimutal (Chávez García, Rodríguez, & Stephenson, 2006), entonces podemos estimar con un único par de estaciones, muestreando en todas las direcciones de propagación. Ello requiere únicamente analizar ventanas de registro largas, que garanticen que se muestrean adecuadamente ondas superficiales propagándose en todas direcciones, siempre que el requisito básico de la estacionalidad se ha cumplido. El principio subyacente en el método SPAC consiste en que el campo de ondas se encuentra en dos dimensiones que se registran por una serie de estaciones de vibración ambiental, que este campo de ondas es estocástico y estacionario, tanto en el espacio y el tiempo. Consideremos

un campo de onda estocástico formada por la superposición de ondas planas muchas se propagan en muchas direcciones en el plano horizontal, no polarizado, y todos ellos multiplicación con la misma constante c velocidad de fase.

El movimiento del suelo en dos lugares en la superficie, (x, y) y $(x + \xi, y + \eta)$, se puede escribir como $u(x, y, t)$ y $u(x + \xi, y + \eta, t)$. La función de autocorrelación espacial $\phi(\xi, \eta, t)$ se define como

$$\phi(\xi, \eta, t) = \overline{u(x, y, t)u(x + \xi, y + \eta, t)} \quad 1.6$$

donde la barra indica un promedio de tiempos. Bajo el supuesto de que el campo de onda estacionaria es, Aki (1957) mostró que el promedio azimutal de la función de autocorrelación espacial (Aki, 1957, ecuación 37) se puede escribir como

$$\bar{\phi}(r) = \frac{1}{2\pi} \int \phi(r, \psi) d\psi \quad 1.7$$

donde r y ψ son las coordenadas polares se define por

$$\xi = r \cos \psi$$

y

$$\eta = r \sin \psi$$

Aki (1957) mostró que el promedio azimutal de la función de autocorrelación espacial, y la potencia espectral $\bar{\phi}(r)$ la densidad de la onda de campo u , $\Phi(\omega)$, donde ω es la frecuencia angular, puede escribirse como sigue (Aki, 1957 ecuación 39):

$$\bar{\phi}(r) = \frac{1}{2\pi} \int \Phi(\omega) J_0\left(\frac{\omega}{c} r\right) d\omega \quad 1.8$$

donde J_0 es la función de Bessel de primera grado y orden cero. Tomando en cuenta que el argumento de la función de Bessel se puede también escribir de la siguiente manera:

$$\frac{\omega}{c}r = kr = \frac{2\pi}{\lambda}$$

donde k es el número de onda y λ es la longitud de onda. La ecuación también se aplica al caso de las ondas dispersivas, como se muestra en Aki (1957). Sólo tenemos que sustituir la $c(\omega_0)$ para c . Consideremos ahora que se aplica un filtro de paso de banda para las señales.

La densidad espectral se convierte

$$\phi(\omega) = P(\omega_0)\delta(\omega - \omega_0) \quad 1.9$$

donde $P(\omega_0)$ es la densidad espectral de potencia en ω_0 frecuencia y $\delta()$ es función de Dirac. En este caso, el promedio azimutal de la función de correlación espacial (Aki, 1957 ecuación 41) se puede escribir como

$$\bar{\phi}(r) \equiv \bar{\phi}(r, \omega_0) = P(\omega_0)J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right) \quad 1.10$$

Ahora, vamos a definir el coeficiente de correlación (Aki, 1957) como

$$\rho(r, \omega_0) = \frac{\phi(r, \psi, \omega_0)}{\phi(0, \psi, \omega_0)} \quad 1.11$$

Como $P(\omega_0)$ no depende de la posición, entonces podemos escribir el promedio azimutal del coeficiente de correlación espacial, finalmente, como

$$\rho(r, \omega_0) = J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right) \quad 1.12$$

El procedimiento para obtener la ecuación 1.11 es presentada por Chávez García, et al, (2005). El método SPAC con otros metodos que utilizan ondas polarizadas tienen como fin obtener un perfil de ondas de corte promedio.

Aki (1957) mostró que, cuando la onda de campo medido es isotrópico, es decir, su densidad espectral espacial sólo depende del número de onda horizontal, pero no en la dirección, $\bar{\phi}(r)$ (la media de la azimutal función de autocorrelación espacial, puede ser remplazado por $\phi(\omega, \psi)$ (la función de autocorrelación espacial

para un ψ arbitrario). Esto fue demostrado posteriormente por Asten (1976) en el dominio de la frecuencia. Se supone que las vibraciones del ambiente, a una frecuencia dada ω_0 , consta de un gran número de ondas planas distribuidas uniformemente en azimut, es decir, isotrópico, y distribuidos sobre número de onda con una densidad de potencia $p(k)$, de modo que $\int_{-\infty}^{\infty} p(k)dk = 1$. Él demostró que la coherencia de un par arbitrario de estaciones de registro este movimiento del suelo puede ser escrito como:

$$C(\omega, r) = \delta(\omega - \omega_0) \int_{k=0}^{\infty} J_0(kr)p(k)dk \quad 1.13$$

donde $C(\omega, r)$ es la coherencia entre las dos estaciones separadas una distancia r , y k es el número de onda. Si la propagación de ondas está restringida a un número de onda escalar único k_0 , entonces

$$C(\omega, r) = \delta(\omega - \omega_0)J_0(k_0r) \quad 1.14$$

Bajo los supuestos que hemos hecho, la ecuación 1.13 es la versión de dominio de la frecuencia de la ecuación 1.11. Así, es posible utilizar SPAC ya sea en el dominio del tiempo (a través del coeficiente de correlación cruzada) o en el dominio de la frecuencia (a través de la coherencia), el producto final es una curva de dispersión fase-velocidad que corresponde a la estructura del subsuelo, que supone es el mismo por debajo de todas las estaciones del arreglo. Esta curva de dispersión puede ser invertida para obtener un perfil de velocidad de ondas de corte, utilizando técnicas estándar.

Una vez que tenemos una estimación de la ρ coeficientes de correlación $\rho(r, \omega_0)$, podemos utilizar la ecuación 1.11 como base para un procedimiento de inversión para calcular $c(\omega)$. Lo que se busca es determinar los valores de $c(\omega)$ que hacen la diferencia mas pequeña entre nuestros coeficientes de correlación y la función $J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right)$. Este es un problema no lineal, en donde se

puede resolver con una aproximacion de una funcion, utilizando tecnicas de inversion.

Para la obtencion de $c(\omega)$ debido a que se obtiene entre dos pares de estaciones toma la forma de $c(r,\omega)$, utilizando una aproximacion de un polinomo de quinto orden para la funcion inversa de $J_0(x)$.

$$y = -6.0803x^5 + 9.2477x^4 - 3.9322x^3 + 0.1815x^2 - 1.7079x + 2.4121 \quad 1.15$$

La ecuación 1.14 es usada para calcular $c(r,\omega)$, donde $y = kr = \frac{r\omega}{c(r,\omega)}$ y $x = \rho(r,\omega)$ donde el primer maximo de $c(r,\omega)$ se busca en el lado de la frecuencia mas baja, asi como el minimo de la funcion entre la frecuencia corresponente a $kr = 3.8$ proximadamente, dado que pertenece al primer minimo de $J_0(kr)$. Este rango de frecuencias es valido para longitudes de onda entre 2 y 7 veces la distancia entre estaciones (Yokoi, 2011).

Capítulo II

Zona de Estudio y Metodología para adquisición de datos

En este capítulo se presenta información que describe la zona de estudio, una breve descripción geológica y se presenta la metodología con la que se llevó a cabo la adquisición de datos. Presentando dos tipos de experimentos con diferente instrumentación, esquematisando diferencias entre los arreglos para cada metodología de trabajo realizado en campo.

II.1 Antecedentes Geológicos

El Bosque de Chapultepec se encuentra localizado al poniente de la ciudad en la zona de las Lomas, perteneciendo a la estructura geológica denominada la Sierra de las Cruces, la cual está caracterizada por derrames de lava, flujos piroclásticos, detritos, lodo, escombros, etc. (figura 2.1), que en su conjunto se denomina formación Tarango.

El contenido estratigráfico de la formación Tarango es extenso, aparecen en ella paleosuelos, tobas brechas, lahares, flujos piroclásticos, capas de pómez, conglomerados y arenas fluviales. En el piedemonte de la Sierra, hacia la cuenca de México están presentes los patrones de drenaje, corrientes fluviales, taludes inestables, cárcavas, barrancos y asentamientos humanos (Lugo Hupb et al.,

1995).En esta sierra existen tres tipos de sistemas de fallas orientadas; NS, NE-SW, y EW (Mooser et al., 1986).

El comportamiento y mapeo de estas fallas no es del todo claro, sin embargo algunos estudios han indicado la presencia de éstas en la zona de piedemonte; a lo largo de los cauces de los ríos, rasgos marcados por algunas barrancas, así como en algunos tramos de las trayectorias marcadas por colapsos.

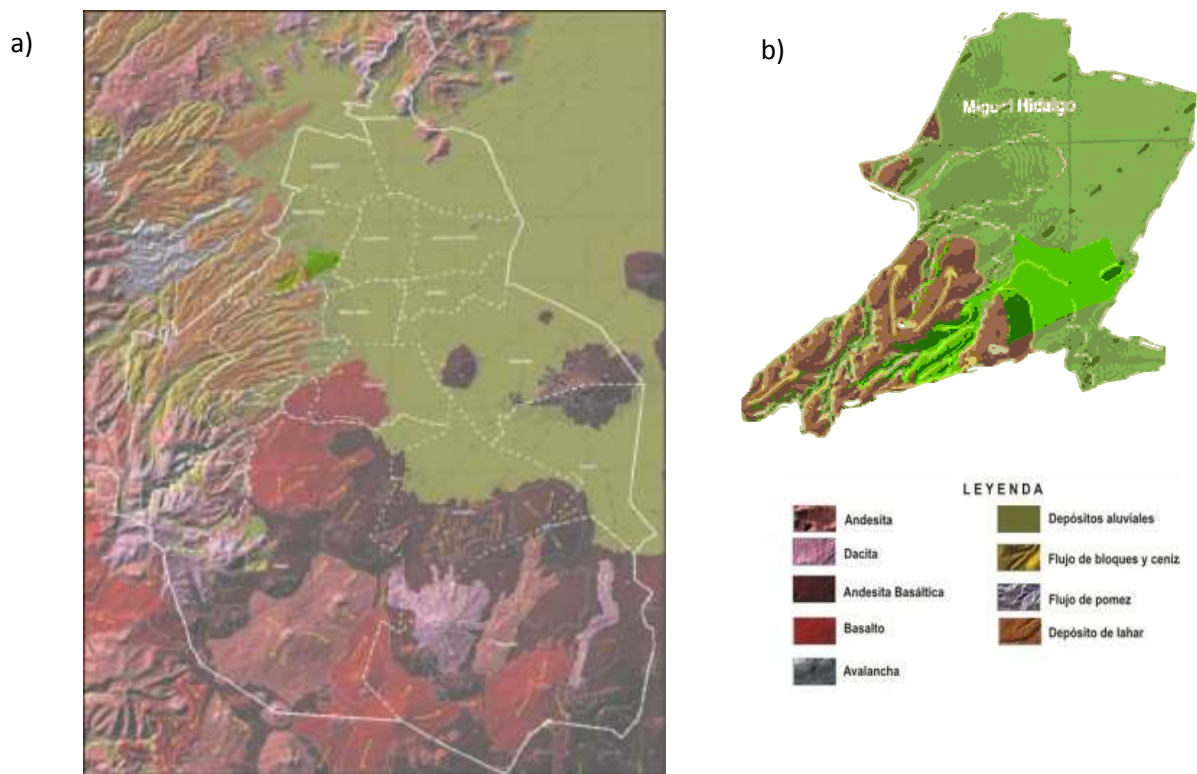


Figura 2.1 Ubicación de la zona de estudio. a) Mapa geológico de la ciudad del Distrito Federal. b) Geología de la Del. Miguel Hidalgo. (La parte sombreada con verde comprende a la 1ª, 2ª y 3ª sección de Chapultepec)

A mediados de siglo, los materiales presentes en el piedemonte fueron explotados para fines de construcción. Esta extracción no fue sistemática, y producto de ello resultó una serie de minas (algunas subterráneas) que quedaron abandonadas y donde actualmente se ha asentado la mancha urbana de la ciudad y algunas importantes obras de infraestructura. Así, en la zona poniente de la ciudad de México se conjugan dos factores de riesgo geológico. Por un lado, el sistema de

fallas induce un factor adicional al peligro sísmico que se puede esperar en la zona. Por otro lado, la morfología de la zona poniente es complicada, por ello, la presencia de taludes y minas no caracterizadas, incrementa el nivel de riesgo geológico.

II.2 Instrumentación y adquisición de datos

Los datos utilizados de este estudio consisten de mediciones de vibración ambiental alrededor de un colapso localizado en las coordenadas 14 Q 478831.071, 2146799.209 frente a la pista del sope (figura 2-a). Los registros de ruido sísmico en este sitio nos permitirán estimar una curva de dispersión, representativa de la 2ª sección del Bosque de Chapultepec, además de analizar diferencias entre las curvas de dispersión estimadas por ambos métodos. El colapso ocurrió en el mes de diciembre de 2010 y gracias al proyecto que lleva a cabo la Facultad de Ingeniería, se pudo realizar una exploración y levantamiento topográfico de la red de minas subterráneas que dejó al descubierto el colapso. La entrada tiene una profundidad de 11 [m] a partir del hundimiento, las galerías adyacentes cuentan con diferentes alturas y anchuras no mayores a 5[m], y con longitudes de hasta 45[m] como se puede observar en la figura 2.1.

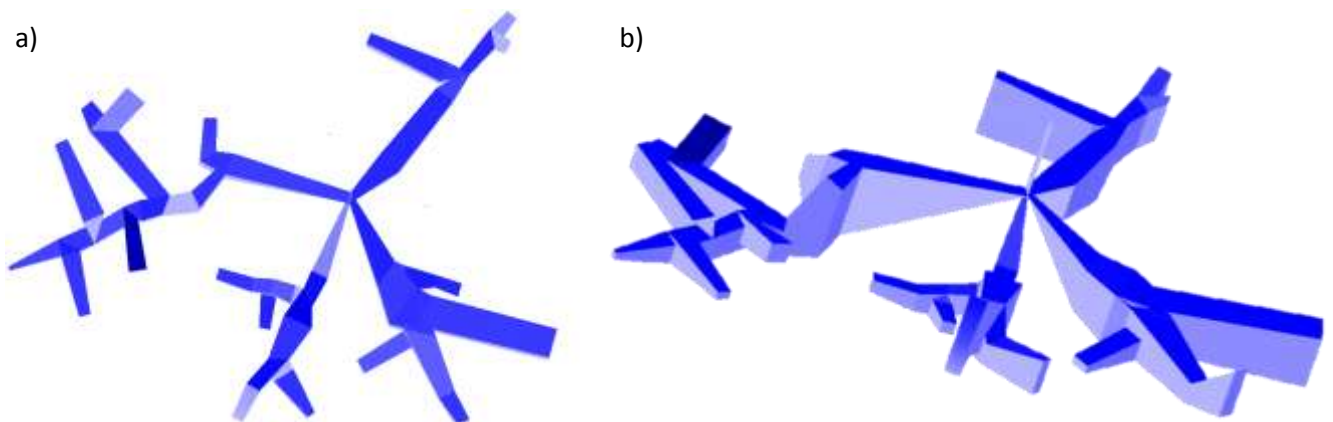


Figura 2.2. Visualización con Visual Topo de uso libre de la disposición de túneles y cavidades. a) Vista en Planta. b) Imagen en perspectiva

La adquisición de datos se realizó en dos etapas. En la primera etapa se buscó contar con el modelo de velocidad del subsuelo fuera de la zona del colapso. Para ello se realizó un primer arreglo de 7 estaciones conformada con sismógrafos que se muestran en la figura 2.3a y 2.3b (Guralp Systems, 6TD) y acelerógrafos (Kinematics, K2) triaxiales de banda ancha que se colocaron en un área adjunta a la zona de subsidencia (Figura 2.4 en color morado). En esta etapa se registro el movimiento continuo del terreno durante una hora a 200 muestras por segundo llevando el control del tiempo mediante GPS.



Figura 2.3. Instrumentos de registro de banda ancha. a) Guralp Systems modelo 6TD. b) acelerómetros K2 de Kinematics. c) Geometrics modelo Strataview de 24 canales. d) Seistronix modelo EX-12 de 72 canales

En la segunda etapa se conformó un segundo arreglo de 96 geófonos verticales con una respuesta en frecuencia de 4.5 Hz directamente sobre la zona del colapso; 72 canales conectados a un sismógrafo Seistronix modelo EX-12 y 24 canales a un sismógrafo Geometrics modelo Strataview (Figura 2.3c y 2.3d). En la figura 2.4 en color verde se muestra la configuración del arreglo cuya separación entre sensores fue de 5 [m]. En este arreglo se registraron 15 ventanas de 45 [s] de duración de ruido ambiental a una velocidad de muestreo de 512 ms para conformar registros continuos de 12 minutos. El tiempo absoluto se controló al hacer funcionar ambos equipos al unir los disparadores y cerrar el circuito al mismo tiempo.

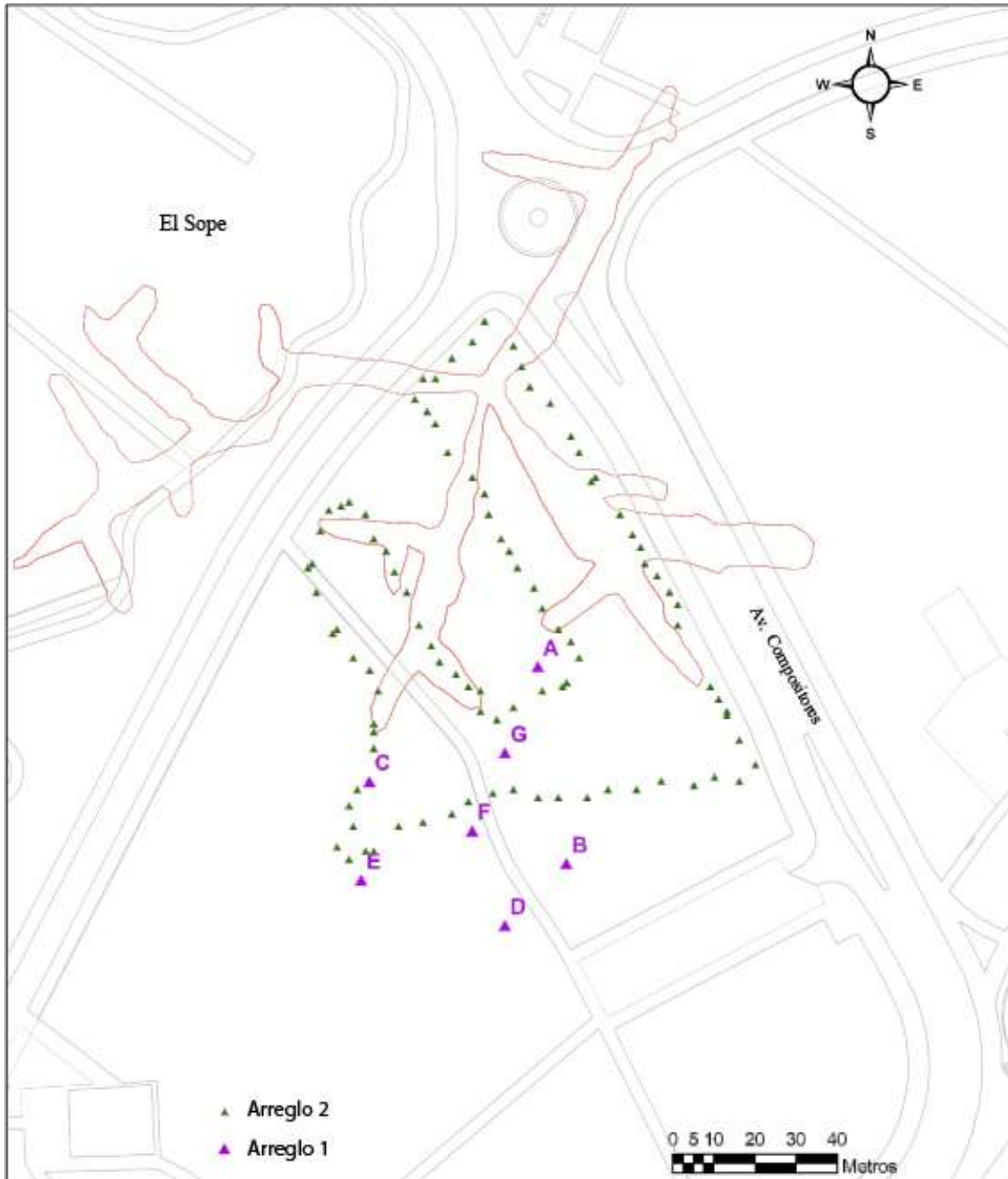


Figura 2.4. Ubicación del Arreglo 1 conformado por sismómetros distribuidos en la parte inferior a la subsidencia (en color morado se encuentran señaladas estas estaciones), El Arreglo 2 se conforma de 96 geófonos de 4.5 [Hz] en color verde con un arreglo irregular alrededor de la subsidencia y en color rojo la superposición de la el área en subsidencia

Capítulo III

Procesamiento de los datos de ruido y obtención de curvas de dispersión

En este capítulo se presenta el desarrollo para dos métodos aplicados a los datos de vibración ambiental, que se obtienen tanto para instrumentos de banda ancha como los registrados en los 96 canales de los sismómetros.

El procedimiento para ambos métodos se llevó a cabo mediante subrutinas programadas en software de código abierto SAC (Goldstein, 2005) y los programas de Herrmann (Herrmann, 1987), junto con otras subrutinas en *fortran* funcionando desde el *Shell de Linux*.

La meta que se persigue en el procesamiento de los datos de ruido ambiental es obtener la función de correlación (o función de Green) para el caso de Interferometría sísmica, y el coeficiente de correlación (o la aproximación experimental de función de Bessel de orden cero) en el caso de 2sSPAC, y posteriormente, derivar la curva de dispersión

III.1 Pre-procesamiento de datos

La adecuación de los datos siguió la técnica propuesta por Bensen et al., (2007). Se remueve la media, la tendencia lineal y se procede a realizar una normalización en el tiempo además de aplicarle un blanqueo espectral y la decimación a un bit (figura 3.1), fundamental para minimizar efectos en la correlación cruzada de ruido proveniente de fuentes asociadas a la industria,

actividad humana e irregularidades en la respuesta instrumental refiriéndose a fuentes no estacionarias cercanas a los sensores (G. D. Bensen, 2007).

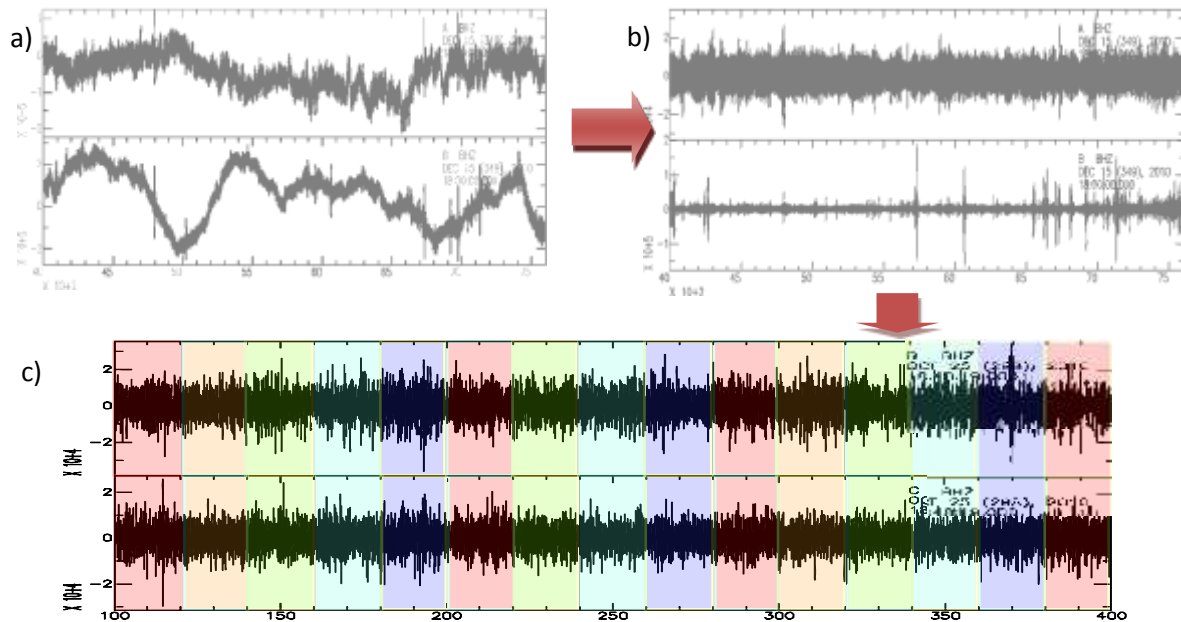


Figura 3.1. a) Registros de ruido de las estaciones A, G y H del arreglo A06 con separaciones irregulares que van alrededor de los 200 [m]. b) Registros del inciso a, después de recortarlos, removerles la media y la tendencia lineal. c) Amplificación y representación de la selección de ventanas de 20 [s]

III.2 Obtención de la función de Green. Método de Interferometría

Los registros de ruido sísmico resultantes se emplearon para calcular las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones de cada arreglo, estas se realizaron por ventanas de tiempo de 20 [s] de duración con 100 muestras por segundo (figura 3.1c), para una duración de una hora. Se obtuvieron funciones de correlación para cada par de estaciones (un total de 21 pares). En la figura 3.2a, se muestra el resultado final después de apilar 180 ventanas de 20 [s]. En esa figura se observa que predomina la parte, causal, sugiriendo una distribución no homogénea de las fuentes con la mayor parte de estas, entorno a la estación A de la figura 2.3.

Una vez que se apilan todas las correlaciones (figura 3.2) se invierte el orden de los datos en la traza para sumar la parte causal y anticausal (figura 3.1c y 3.1d) y se elige ya la parte causal (0 a 20 [s] de duración) para extraer la curva de dispersión, mediante el modulo sacmft96 de los programas de Herrmann (1987). En este proceso se aplica un filtrado múltiple para seleccionar los máximos de los envolventes de amplitud en función de la frecuencia.

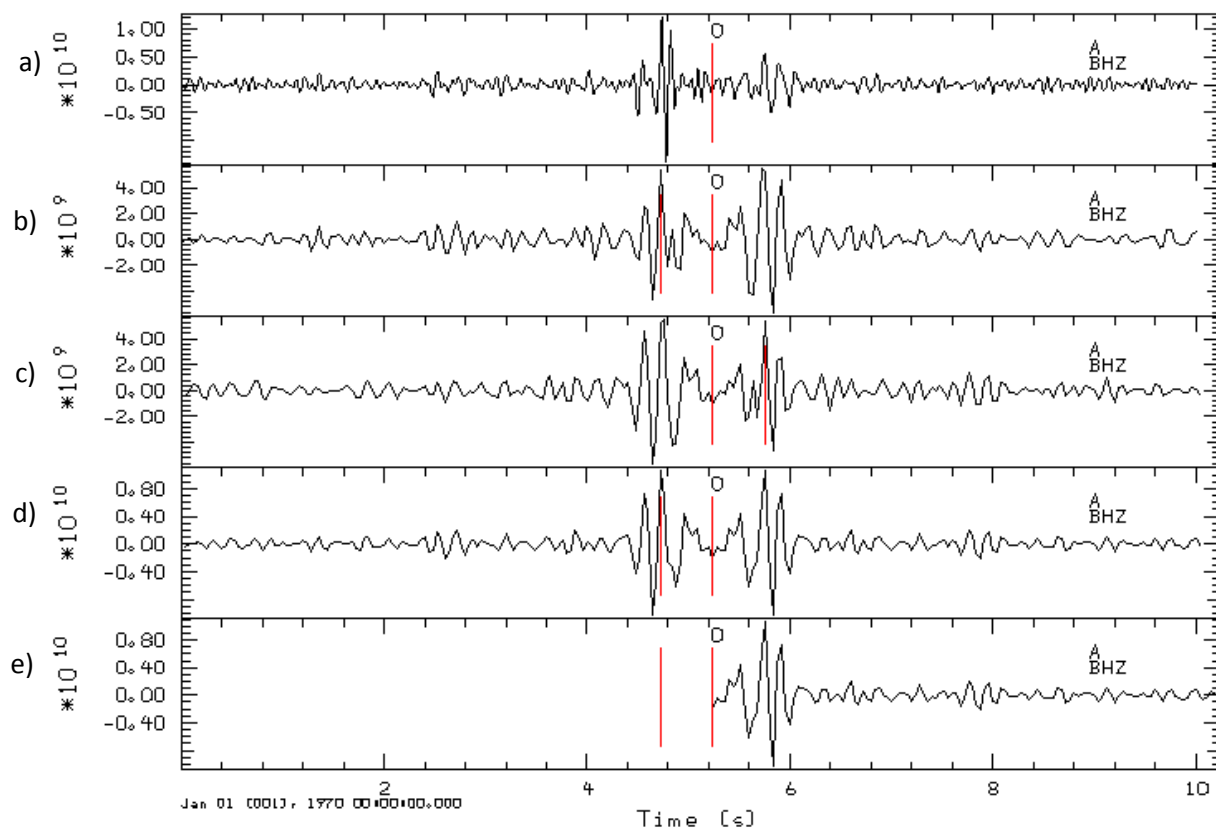


Figura 3.2 a) Función de correlación de una ventana del registro entre las estaciones A y C del Arreglo 1. b) Resultado del apilamiento del total de correlaciones por ventanas resaltando la parte causal y anticausal. c) Función de correlación invertida. d) Suma de la parte causal y anticausal de la función de Green. e) Parte derecha de la suma de la función anticausal y causal.

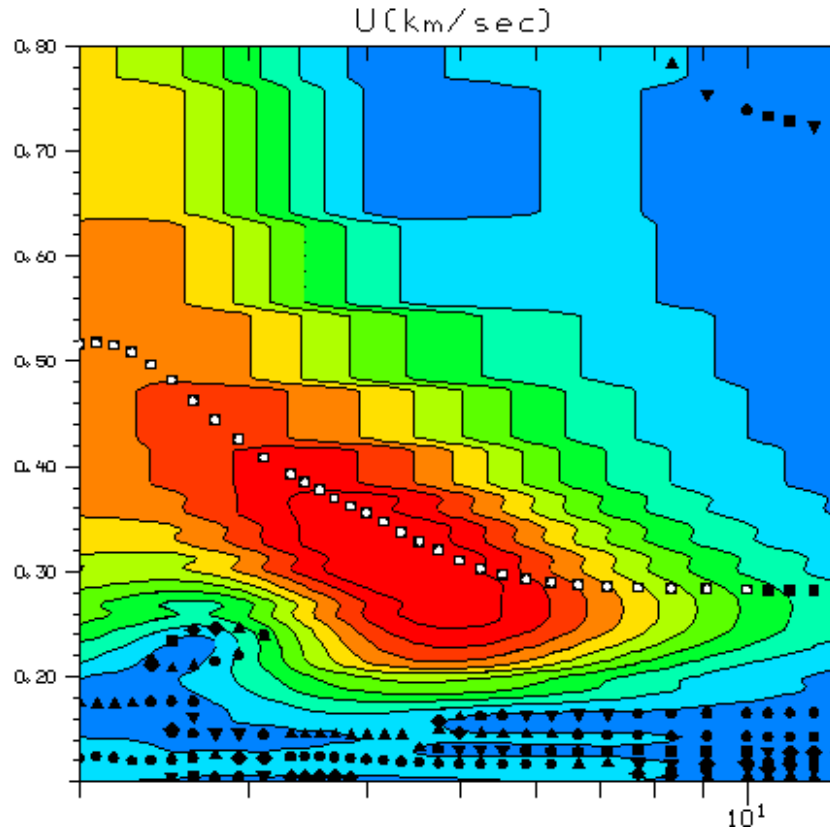


Figura 3.4 Curva de dispersión obtenida a partir de la función de correlación entre B y C del Arreglo 1

En la figura 4.2 se muestran las curvas de dispersión entre los pares de estaciones con la mejor correlación de este arreglo. Se observa que para las distancias más largas (alrededor de 40 a 60 [m]) las curvas se encuentran en el intervalo de 250 a 500 [m/s] en velocidad y 4 a 9 [Hz] en frecuencias. Para las distancias más cortas (alrededor de los 20 a 35[m]) se observa menor el rango en velocidades y frecuencia que aparecen en el intervalo de 250 a 350 [m/s] y de 5.5 a 9 [Hz] respectivamente, esto hace evidente la relación entre distancias y la longitud de onda que alcanza diferentes profundidades.

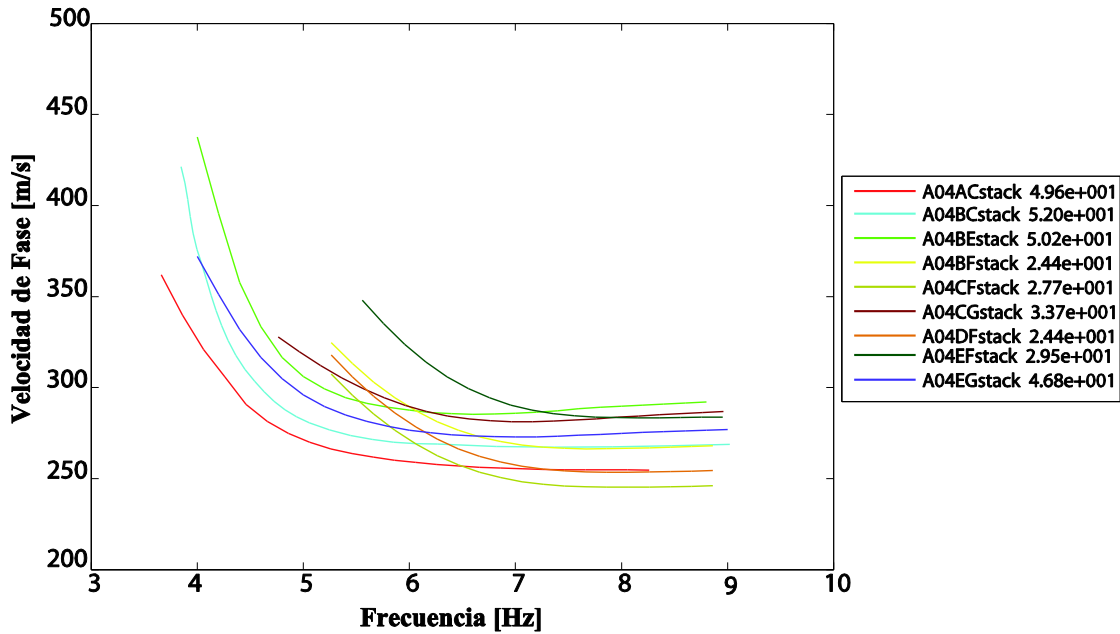


Figura 4.2 Representación de las curvas de dispersión obtenidas para el Arreglo 1 mediante el método de Interferometría, a la derecha se muestra una relación entre los pares de estaciones que corresponden a cada curva y la distancia en metros entre estas. Además se tiene la curva de dispersión promedio en línea punteada.

Para el caso del arreglo con los 96 sensores de 4.5 [Hz], la correlación se efectuó para ventanas de 4 s de duración que contabilizaron 180 ventanas a ser apiladas para el registro de 12 min de duración. En la figura 3.5 se muestran las 96 correlaciones cruzadas, filtradas entre 4 a 16 [Hz], resultado de todos los pares de estaciones considerando al receptor 1 como una fuente virtual. En esa figura se aprecia tanto la parte causal y anticausal, y para algunas distancia solo aparece la parte causal. Aunque en esa figura no se observa que el pulso presente dispersión, un análisis aplicando un filtro móvil con una ancho de banda de 0.5 [Hz] entre 4 y 16 [Hz], muestra que el tiempo de retraso del máximo varía en función de la frecuencia.

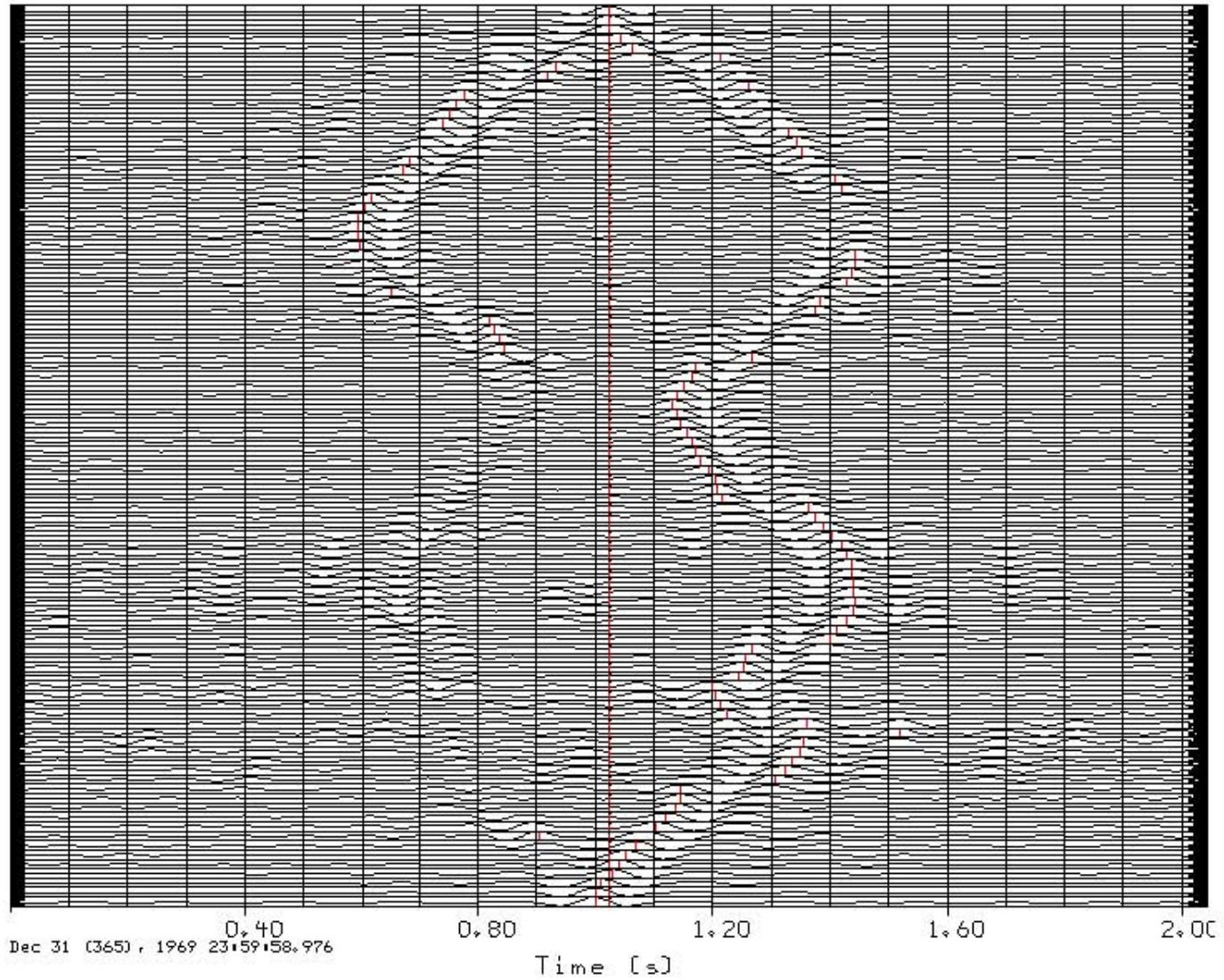


Figura 3.5 Correlación en tiempo del Arreglo 2 para ventanas de 4[s]. se muestran las correlaciones cruzadas con una fuente virtual en el receptor 1

Se obtuvo las velocidades de ondas S mediante la inversión de tiempos de viaje del máximo de la funciones de correlación cruzada (se eligió el tiempo del máximo ya sea de la parte causal o anticausal). Para ello se utilizó una inversión directa $v=x/t$ realizando un promedio pesado de las velocidades entre estaciones para una malla de 5 [m]. El resultado para una frecuencia de 5 y 14 [Hz] se muestra en la figura 3.6. En esa figura se observa que ha diferentes frecuencias existen zonas con velocidades por debajo y alrededor de los 200 [m/s]

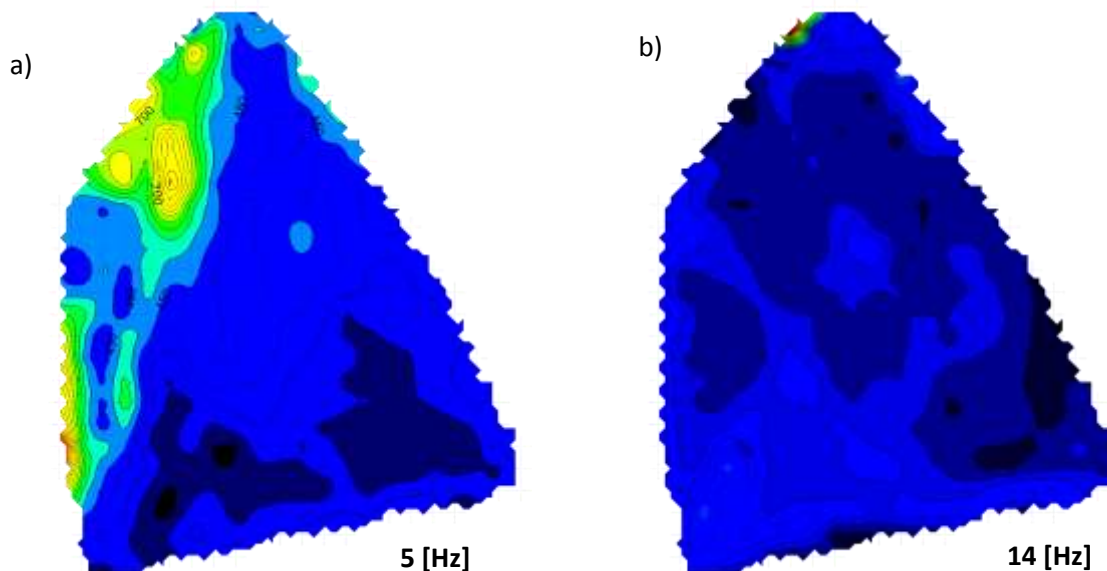


Figura 3.6 inversión directa $v=x/t$. a) Representación de velocidades a 5 [Hz]. b) Representación de velocidades a 14[Hz]

Utilizado las imágenes de diferentes frecuencias se construyó un volumen 3D de velocidad de onda S.

III.3 Procesamiento para el método 2sSPAC

El procesamiento para obtener las funciones de correlación en el dominio de la frecuencia, fue similar al de la Interferometría, la diferencia es en obtener los

espectros de potencia y posteriormente se calculan las correlaciones normalizadas. Este método se aplicó a los registros del arreglo de sismógrafos para ventanas de 40 [s]. En la figura 3.3a se ejemplifica para el par de estaciones B-F, el proceso de estimación, promedio y selección. Cada correlación por ventana esta representada en diferente color, debido a la cantidad de ventanas se puede obtener una función de Bessel de orden cero promedio con una desviación estándar como se muestra en la figura 3.3b.

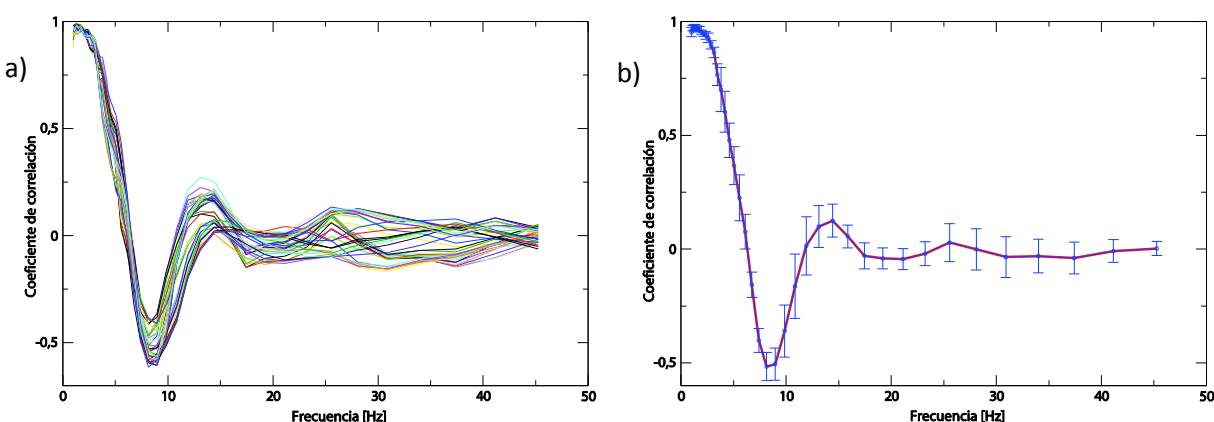


Figura 3.7 a) Funciones de bessel de orden cero de cada ventana entre la estación B y F delArreglo 1. b)Funcion promedio de bessel de orden cero en rojo, representando su desviacion estandar en azul

Para obtener la curva de dispersión de la onda Rayleigh en el método 2sSPAC se lleva a cabo un remuestreo de la función obtenida en la figura 3.6b **utilizada como ejemplo** y el resultado lo podemos definir en la figura 3.6a. Se selecciona la parte de la función de correlación que va desde el máximo valor en el coeficiente de correlación hasta el mínimo después del primer cruce con cero de esta misma (figura 3.6a en amarillo), se aproxima o estima la velocidad despejando el argumento de la ecuación 1.12, como la obtenida en la ecuación 1.14, delimitando entre los rangos de frecuencia validos, también se realiza una inversión a el intervalo de confianza de la función de correlación representada en color verde, donde se aprecia que el rango varia de 200 hasta 500 [m/s] en algunas partes de la función de correlación (figura 3.7b).

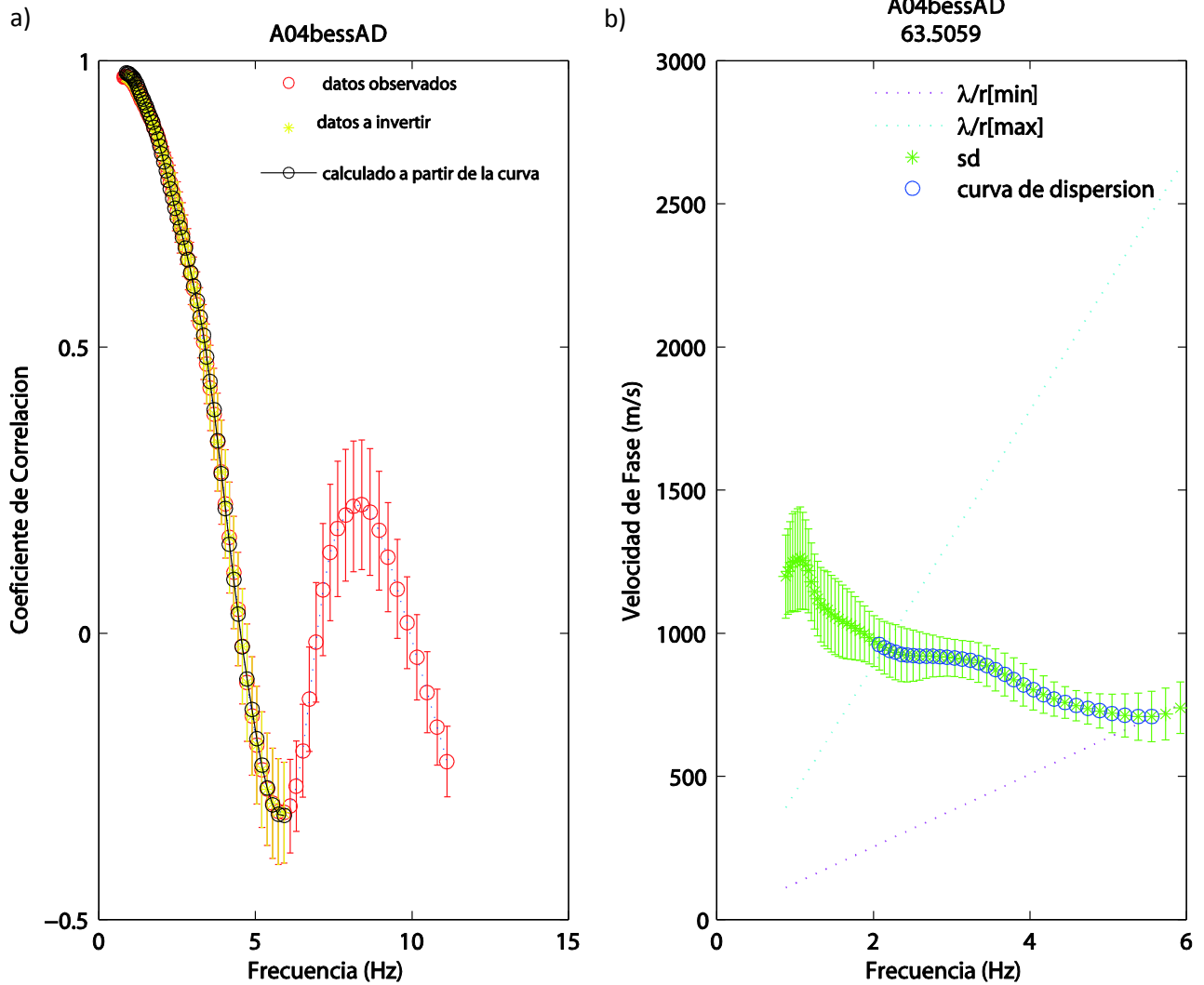


Figura 3.8 a) Re muestreo y selección entre el máximo y mínimo de la función de correlación. b) Curva de dispersión entre los pares de estaciones A y D del Arreglo 1

Los resultados obtenidos para el Arreglo 1 (figura 3.9) muestran que para distancias entre pares de estaciones alrededor a los 40 [m] se obtienen curvas de dispersión a frecuencias de 2 a 5 [Hz] y con una velocidad de 700 a 1000 [m/s], para los pares de estaciones con distancias alrededor de los 20 [m] las curvas de dispersión se presentan a frecuencias de 4 a 8 [Hz] con velocidades de 400 a 700 [m/s]. Las curvas también presentan una modificación en su tendencia de velocidad entre 3 y 4 [Hz] y entre 6 y 7 [Hz]. La curva promedio de dispersión es complicada en su comportamiento y por lo tanto la estructura de velocidades es compleja.

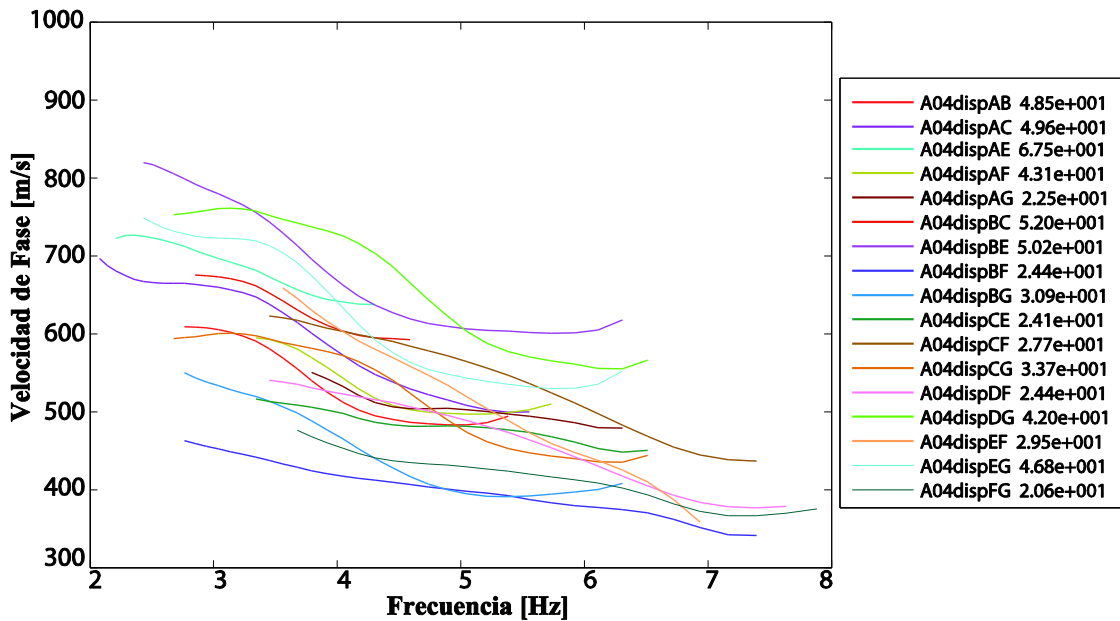


Figura 3.9 Representación de las curvas de dispersión obtenidas mediante el método 2sSPAC, a la derecha se muestra una relación entre los pares de estaciones que corresponden a cada curva y la distancia en metros entre estas. Además se tiene la curva de dispersión promedio en línea punteada.

La técnica 2sSPAC se aplicó para el arreglo 2 y resultó alrededor de 4560 funciones coeficientes de correlación. Estos resultados se muestran en la figura 3.10a. Dado que la banda de frecuencia útil es de 4 a 15 Hz, los coeficientes de correlación permiten obtener velocidades entre 200 y 1000 [m/s] dado los valores de confiabilidad que se muestran en rojo en esta misma figura que varían entre 200 y 500 [m/s]. Se realiza otra selección con respecto a distancias y se conservan las que se concentran en un mismo patrón en la figura 3.10b se muestran las selecciones de las curvas y se resaltan en diferentes colores representando una familia de curvas determinadas por la longitud de onda que tienen, existe una gran dispersión debido a que cada par de estaciones están determinando diferentes estructuras de velocidad haciendo evidente una complejidad en el subsuelo.

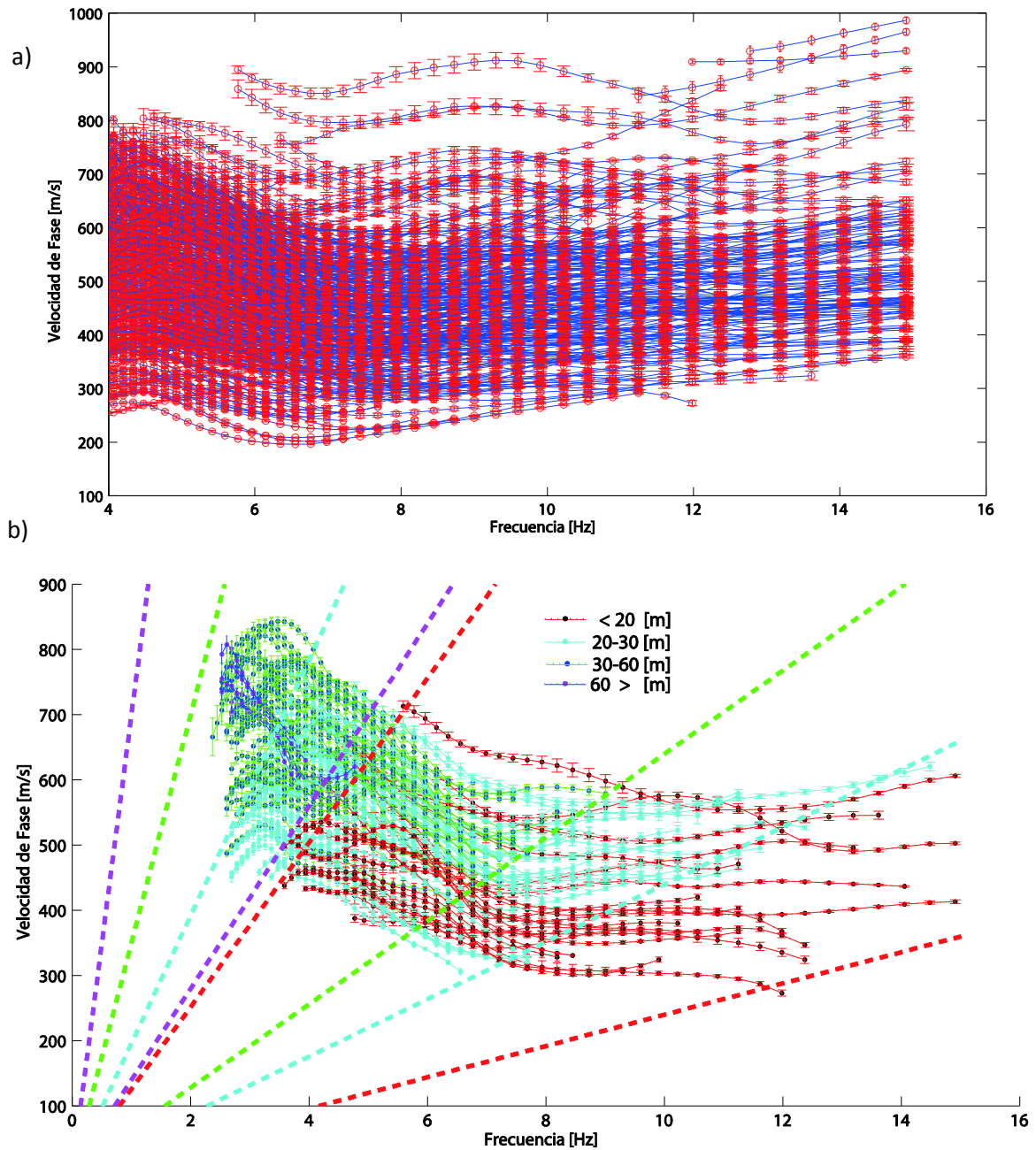


Figura 3.10 a) Curvas de dispersión del arreglo 2, en azul y en rojo intervalos de confianza. b) proceso de selección de las curvas de dispersión en diferentes colores se representan las diferentes los intervalos de longitud de onda que permiten seleccionar a estas mismas.

Mediante todas las curvas de dispersión útil, se construyeron matrices de valores de velocidad de fase para un rango de frecuencias de 4 a 14 [Hz]. Esto nos

permitió construir volúmenes de velocidad de onda S que permitieron definir las variaciones espaciales de la velocidad.

Las curvas de dispersión se dividen en las diferentes frecuencias, se realiza el promedio pesado entre todas los pares de estaciones comunes que pasan por una celda como se ejemplifica en la figura 3.8 iluminando la celda de 3 rayos en azul (correlación entre estación 69 y 89), rosa (correlación entre estación 34 y 88) y verde (correlación entre estación 47 y 89).

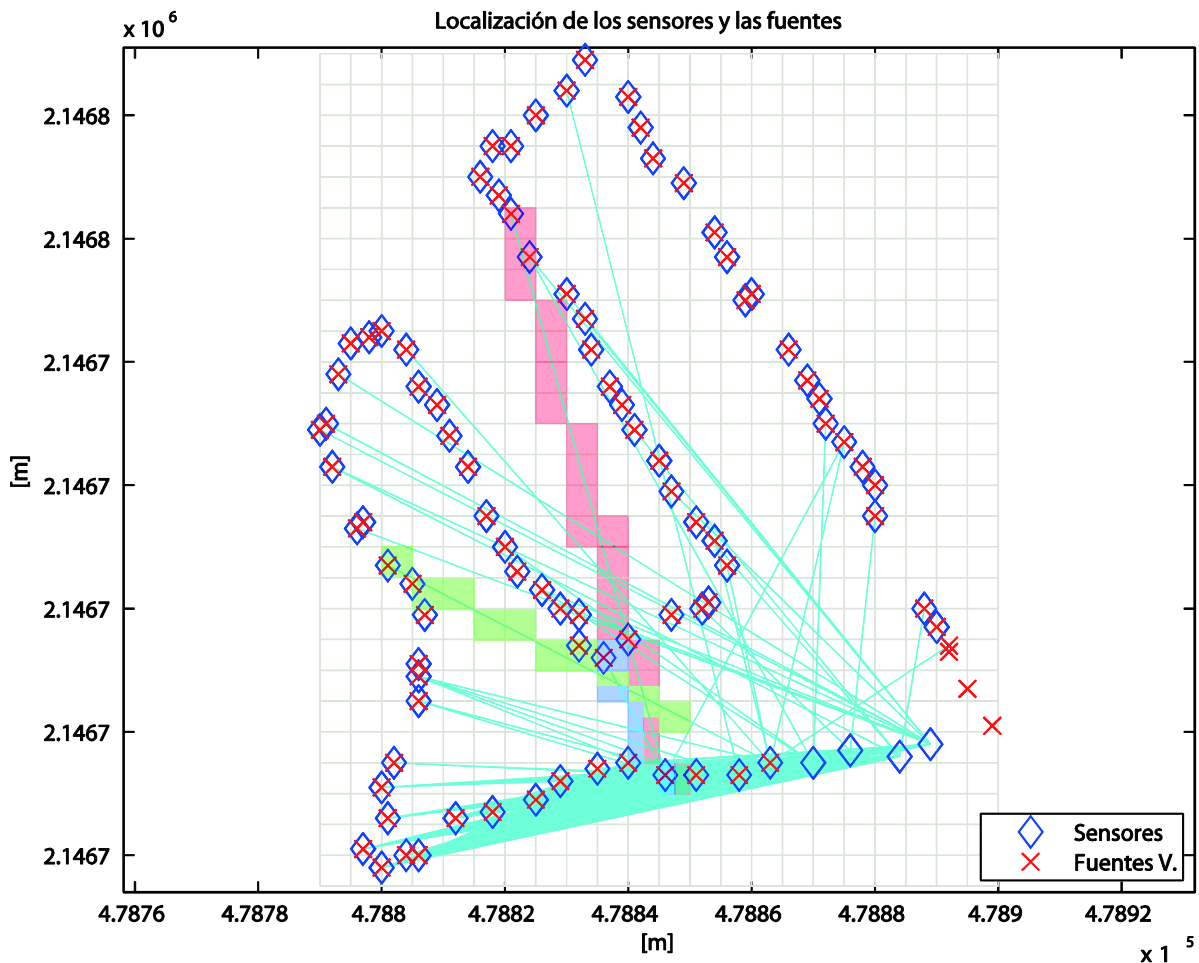


Figura 3.8 Ejemplo de iluminación de celdas para el promedio pesado, las celdas en color rosa representan las celdas por las que pasa la correlación entre el par de estaciones 34-88, las celdas en color verde representan la iluminación de las celdas entre el par de estaciones 69-89 y las celdas en color azul la iluminación entre los pares de estaciones 47-89

Ahora bien para realizar una imagen en tres dimensiones (coordenada UTM en X, coordenada UTM en Y, frecuencia) y representar una velocidad de fase para una celda, se seccionaron las curvas resultantes de dispersión a diferentes frecuencias para obtener una sección de velocidad de fase respectivamente, debido a que la cantidad de secciones es grande solo se ejemplifican en la figura 3.9 algunas frecuencias representativas del abanico de éstas. La existencia de la función de correlación a cierta frecuencia es representada por un rayo o línea, las celdas en este método representarían sitios de interés debido a una falta de correlación.

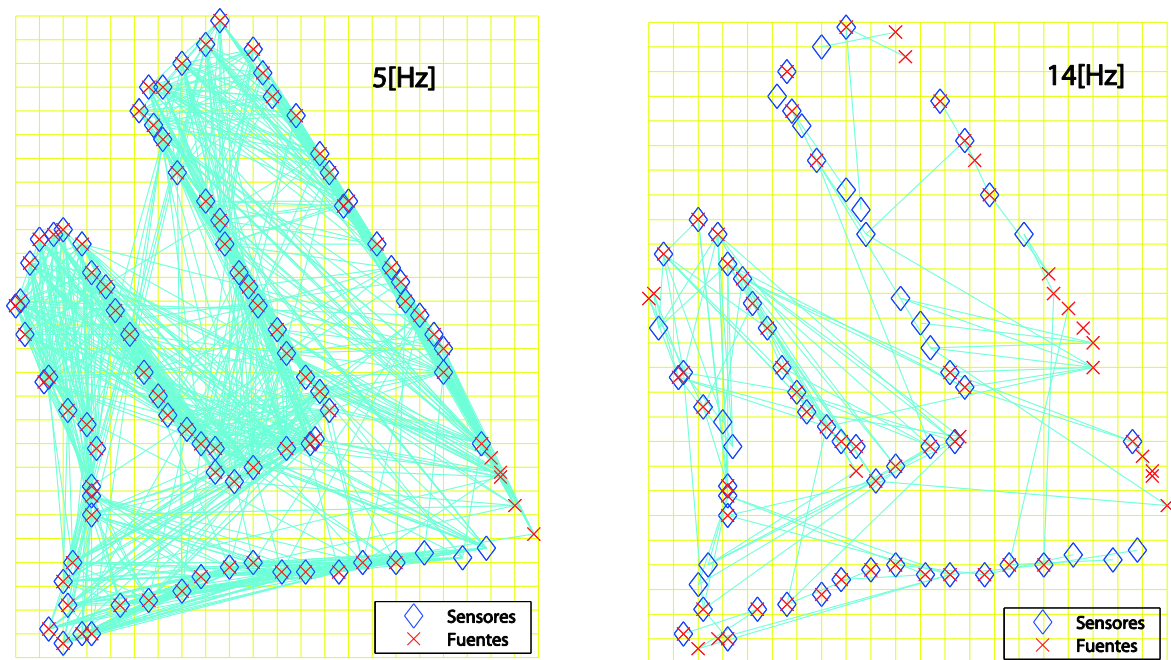


Figura 3.9 Representación del trazado de rayos a diferentes frecuencias del Arreglo 2 (5-14 [Hz]).

Capítulo IV

Confrontación de Métodos y discusión de resultados

IV.1 Comparación entre los resultados obtenidos con el arreglo 1

El Arreglo 1 (figura 2.3) se analizó aplicando la metodología 2sSPAC e Interferometría, se obtuvo entre cada par de estaciones una curva de dispersión a diferentes frecuencias y velocidades para cada método, dependiendo principalmente en la distancia entre estaciones las variaciones en estas, se hizo un análisis de las curvas y se llevó a cabo una selección de las curvas para estimar una curva de dispersión promedio, descartando aquellas cuyos resultados estaban fuera de los rangos de velocidades. Las curvas promedio obtenidas por el método 2sSPAC e Interferometría se comparan en la figura 4.3 y muestran una diferencia entre las velocidades obtenidas con el respectivo método, siendo más notorio el grado de incertidumbre del método 2sSPAC e Interferometría, el rango de velocidades en el método 2sSPAC aparece entre 300 y 800 [m/s] con frecuencias de 2 a 8 [Hz] y las curvas resultantes son en cantidad superiores al método con Interferometría Sísmica además de existir una considerable diferencia entre los rangos de velocidades ya que estos se encuentran entre 250 y 450 [m/s].

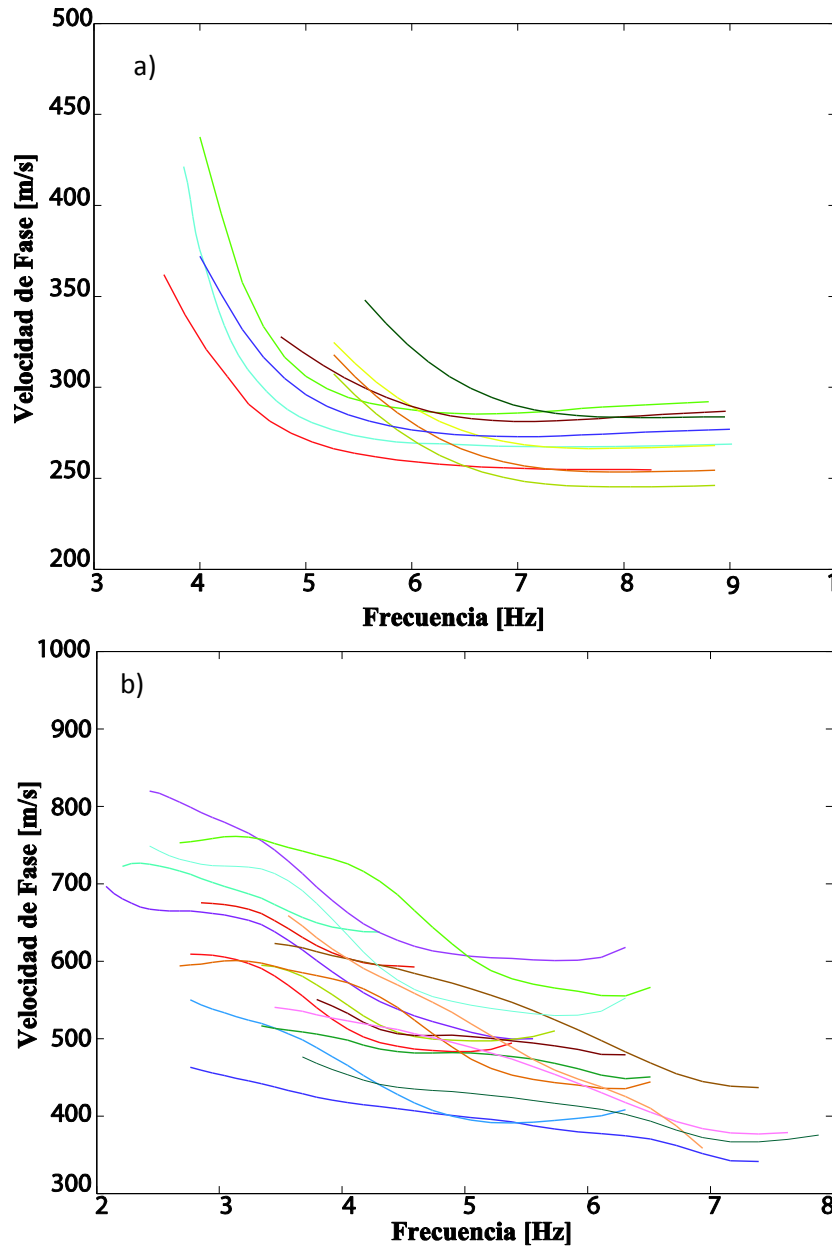
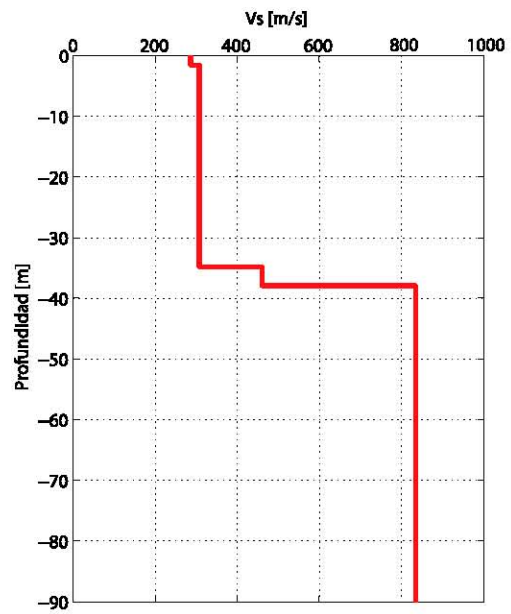
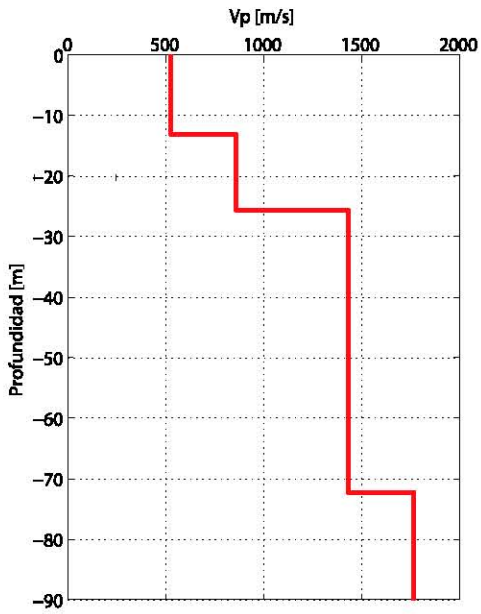
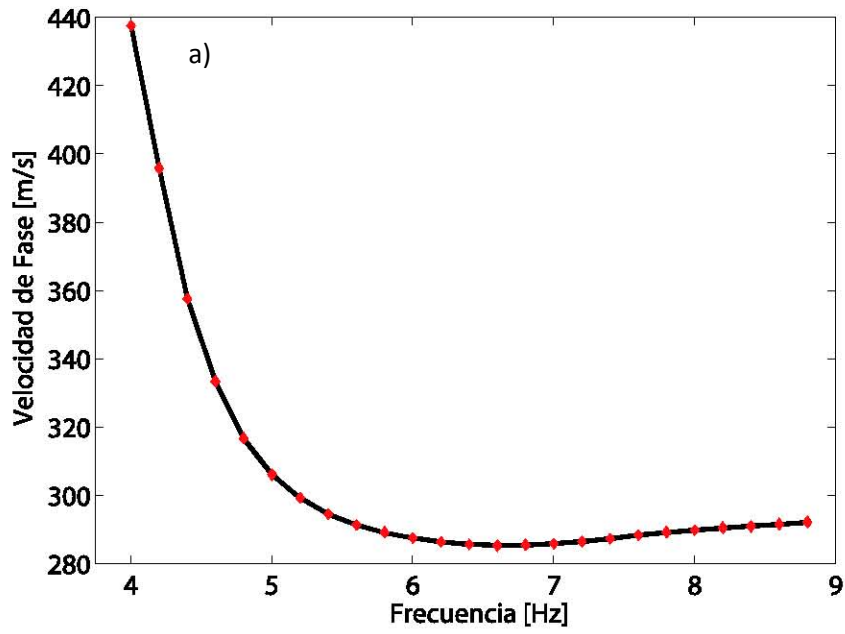


Figura 4.1 b) Curvas de dispersión con Interferometría sísmica. a) Curvas de dispersión con 2sSPAC

Se eligió la trayectoria BE del Arreglo 1 para invertir en velocidades de onda de corte en el software Geopsy de uso libre con un modelo inicial tomado del pozo en la zona poniente de la ciudad del Distrito Federal reportado por Yamashita Architects (1996) donde se observan diferencias entre valores de profundidades en la velocidad de onda de corte, los rangos de velocidades para los primeros 30[m] coinciden y van de 250 a 600 [m/s], esto permite tener un criterio de velocidades con el cual establecer un control a las curvas de dispersión para el Arreglo 2.



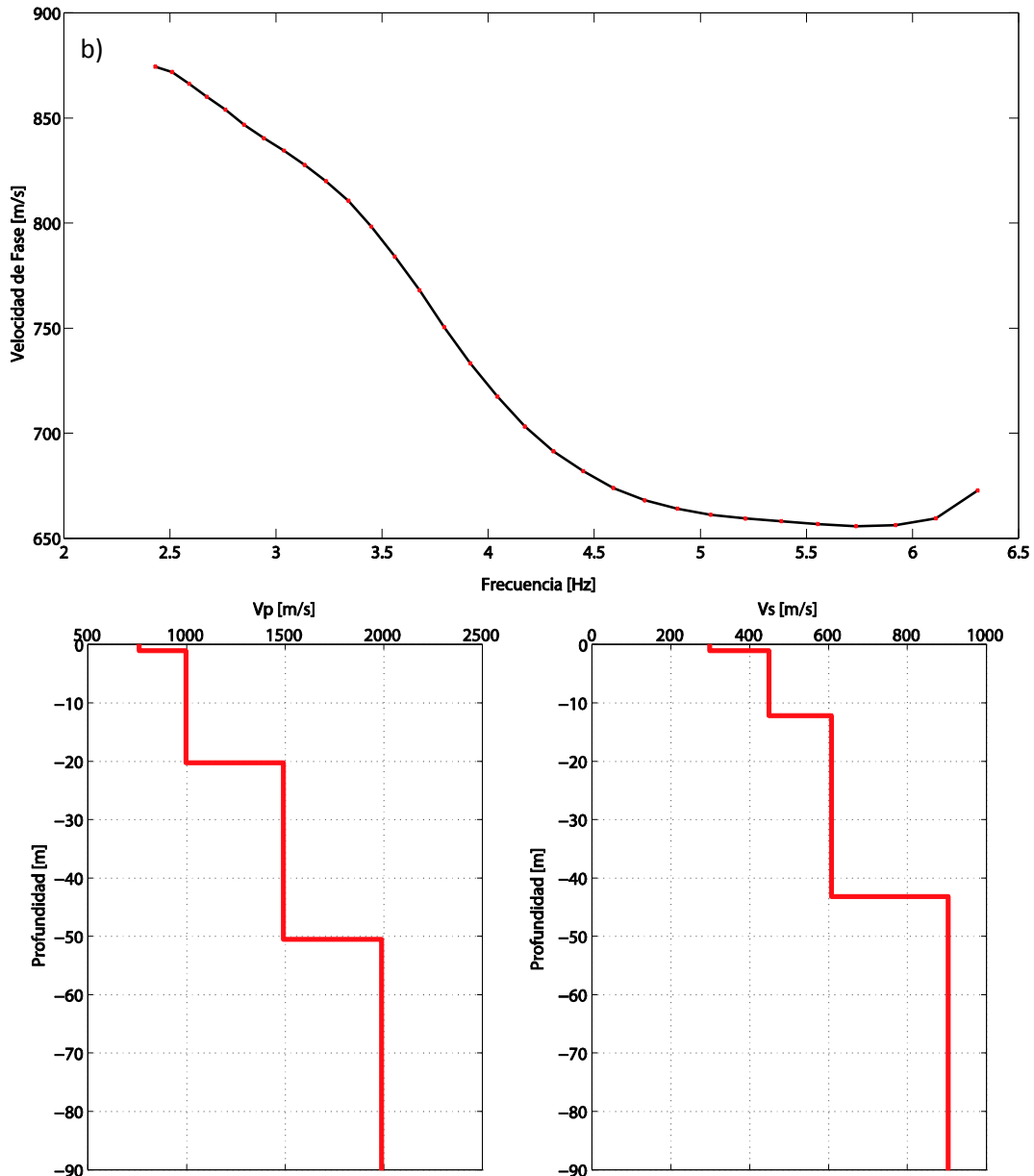
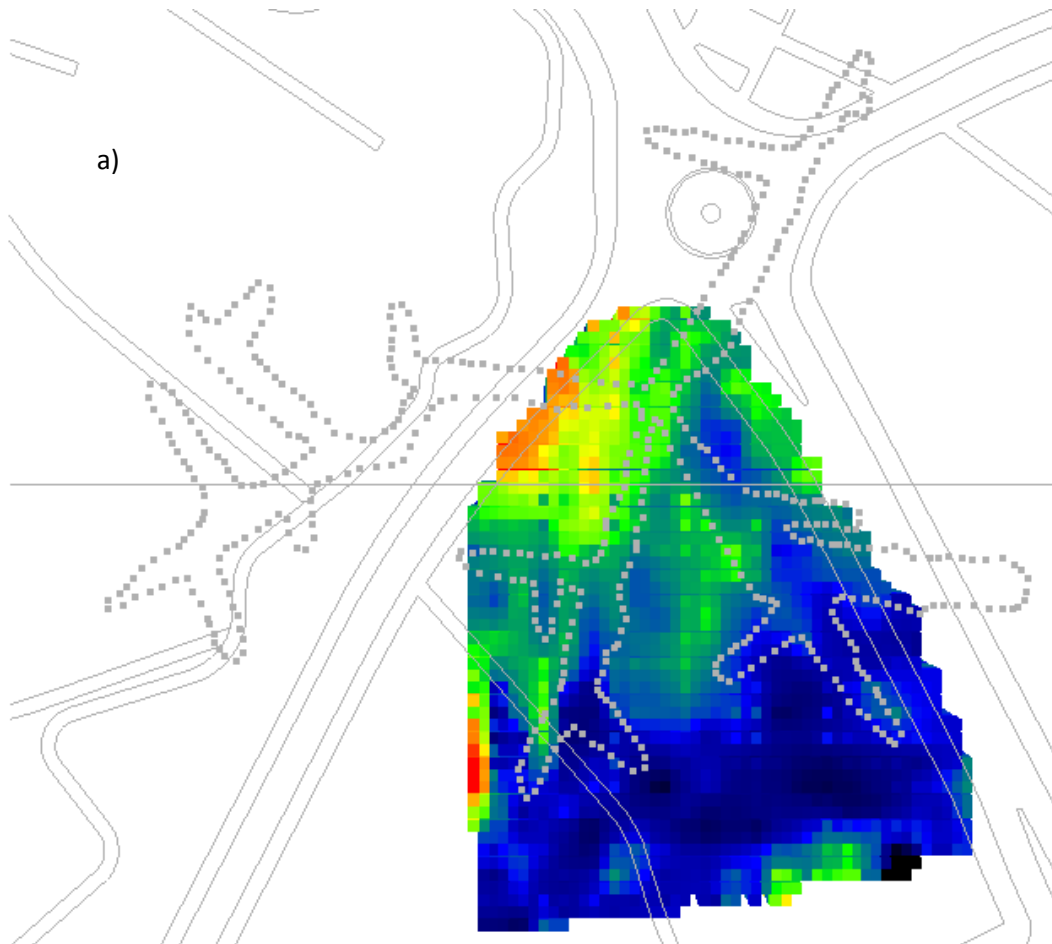


Figura 4.2 a) Inversión de la trayectoria BE (2sSPAC) del arreglo 1 con sus respectivos perfiles V_p y V_s b) Inversión de la trayectoria BE (IS) del arreglo 1 con sus respectivos perfiles V_p y V_s

IV.2 Comparación entre los resultados obtenidos con el arreglo 2

Los resultados obtenidos con Interferometría se muestran en la figura 4.2 donde las velocidades de fase están entre los valores de 200 a 1000 [m/s] en la escala de colores que se presenta en el inciso b), las velocidades bajas aparecen a diferentes frecuencias dando una representación de las oquedades de la mina en

tonalidades oscuras. Se presenta en el inciso c) secciones del volumen de profundidades mas someras e donde se identifican hasta 15 [m] el volumen de subsidencia resaltando en contrastes de velocidades iguales o menores a 200 [m/s] contorneadas por velocidades contrastante alrededor de 600 [m/s]



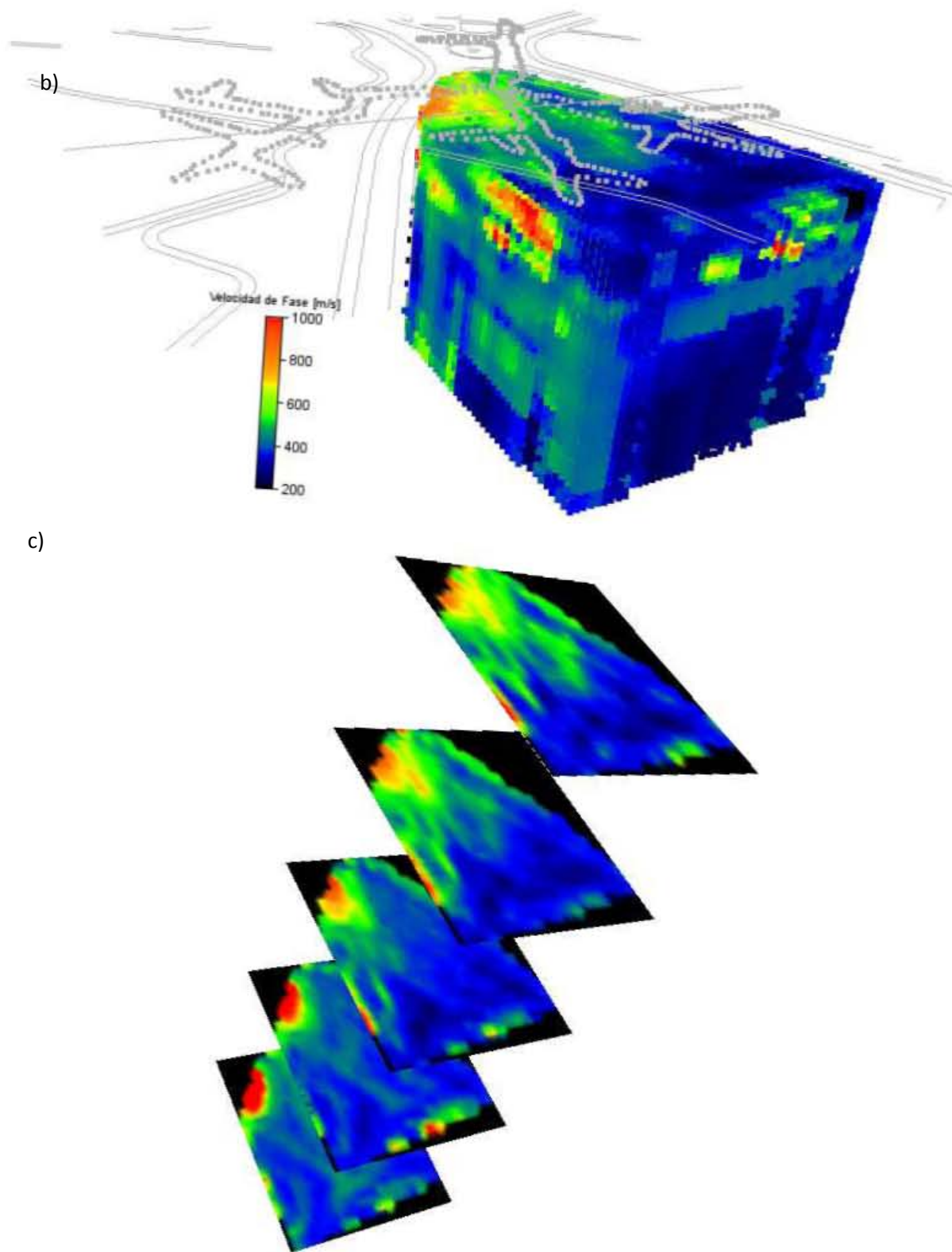
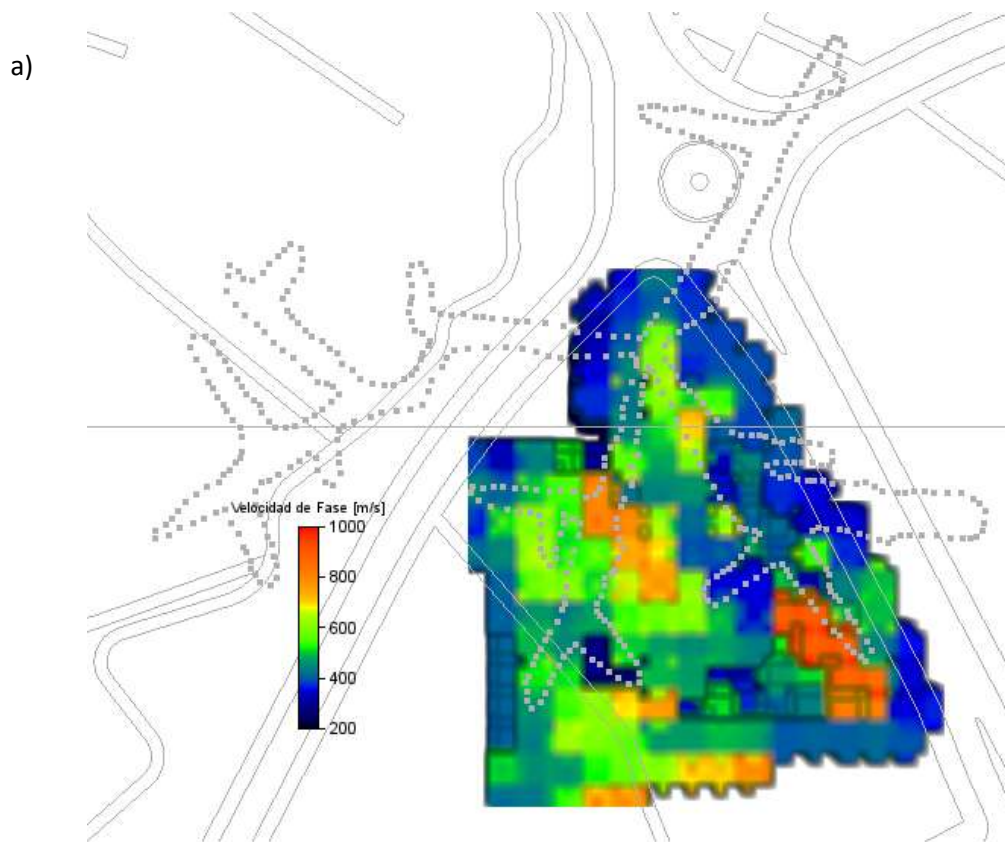


Figura 4.3 a) Vista en planta de las velocidades obtenidas con el método de Interferometría. b) Imagen 3D de el arreglo 2 en perspectiva con una normalización en frecuencias. c) Presentación en secciones a diferentes frecuencias resaltando zonas de bajas velocidades.

La figura 4.3 muestra las velocidades de fase obtenidas mediante el método 2sSPAC donde las velocidades de fase están entre los valores de 200 a 1000 [m/s] en la escala de colores que se presenta en el inciso a), donde se pueden observar ausencias de información representadas en tonalidades oscuras. . De igual manera como en el volumen de interferometría sísmica se revisan las secciones en el inciso c) mostrando faltas de información en los primeros 15 [m] relacionándolo con el volumen de subsidencia resaltando en color negro estas faltas de información contorneadas por velocidades contrastante alrededor de 600 [m/s].



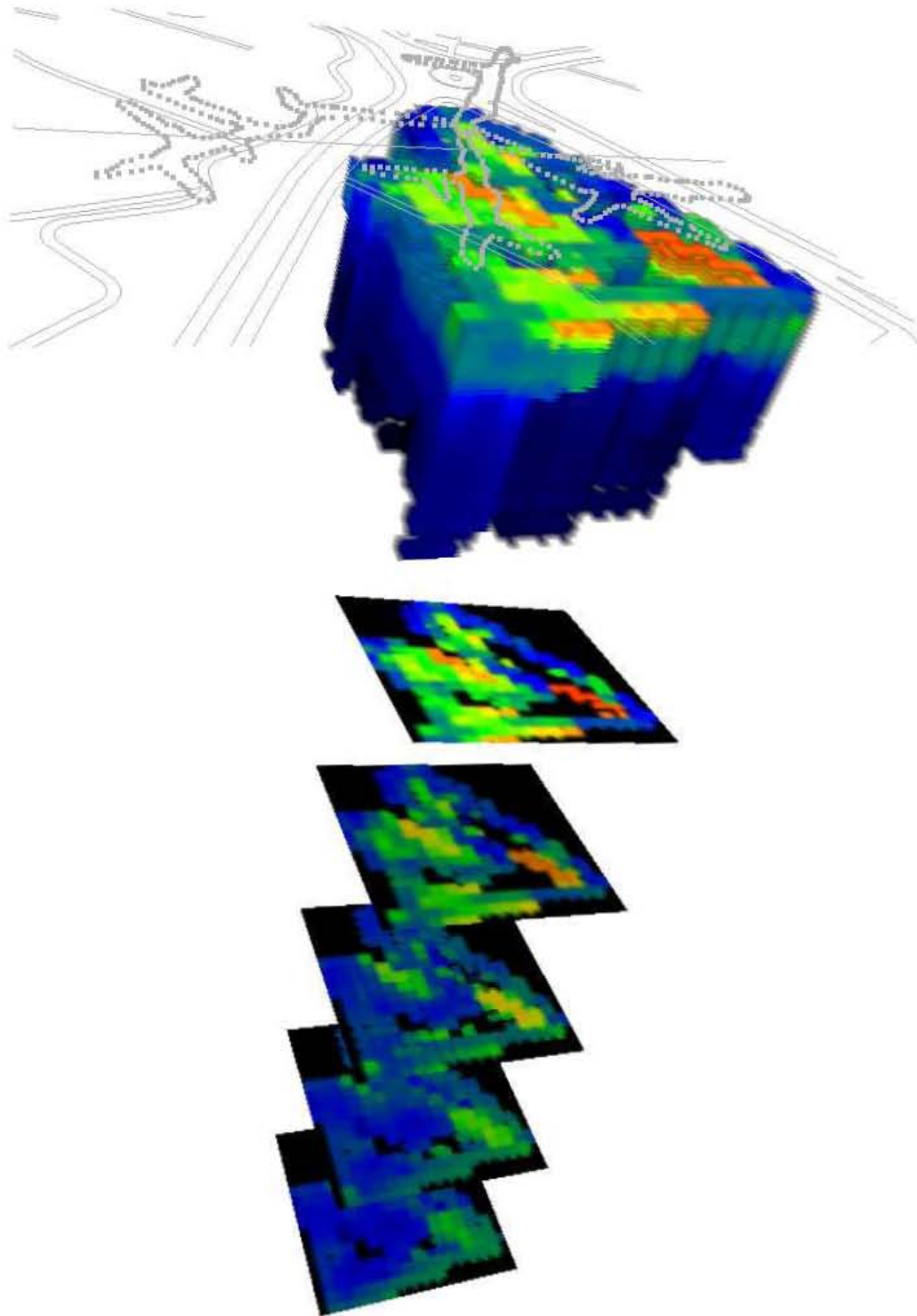


Figura 4.4 a) Vista en planta de las velocidades obtenidas con el método de 2sSPAC con rejilla de 5 [m] b) Imagen en perspectiva 3D de el arreglo 2 en perspectiva con una normalización en frecuencias. c) Presentación en secciones a diferentes frecuencias resaltando zonas de bajas velocidades.

Capítulo V

Conclusiones y recomendaciones

En este trabajo hemos explorado la aplicabilidad de dos métodos de correlación de ruido entre pares de estaciones. Se trata del método 2sSPAC (two-site SPAC en inglés) e Interferometría Sísmica (IS) aplicados en arreglos irregulares instalados en la 2ª sección del Bosque de Chapultepec. El objetivo es obtener variaciones de velocidad del subsuelo que permitan establecer la presencia de anomalías asociadas a minas u oquedades.

Para ello hemos utilizado dos arreglos de estaciones; uno con 7 estaciones sísmológicas triaxiales de banda ancha y el otro con 96 geófonos verticales de 4.5 [Hz], y cuya apertura máxima entre un par de estaciones fue de 70 [m].

Ambos métodos aplicados al arreglo de sismómetros nos permiten obtener el modelo de velocidad de ondas de corte, el cual coincide con las velocidades reportadas por Yamashita Architects (1996). Se observa que el método de IS proporciona mayor información de los primeros 50[m] de manera uniforme, en contraparte los resultados del método 2sSPAC resuelven los primeros 10 [m] con mas detalle debido a los valores obtenidos en altas frecuencias para este método. Para este arreglo observamos que existen trayectorias en la cuales no es posible obtener correlación entre pares de estaciones (y consecuentemente una curva de dispersión), lo cual se atribuye a la presencia de cavidades.

La aplicación de estos de métodos de correlación a una red de galerías subterráneas, previamente caracterizadas, indica que ambos métodos permiten detectar las zonas con ausencia de material. Las velocidades obtenidas mediante las curvas de dispersión del método 2sSPAC e inversión de tiempos de viaje de IS son

las representativas de los materiales del subsuelo entorno a las minas. Sin embargo se tiene que seguir analizando y comparando con información aportada de otros métodos geofísicos y geotécnicos ya que hay información de velocidades en zonas donde existen galerías, también en zonas donde hay anomalías de bajas velocidades donde supuestamente no existen este tipo de galerías.

La mejor representación de las anomalías en profundidad resulta con el método de Interferometría sísmica debido a que la extracción del pulso de correlación es únicamente función del tiempo de viaje, lo cual permite realizar representaciones de velocidad en contraparte del método SPAC donde además se requiere ajustar al coeficientes de correlación y los abanicos de confiabilidad.

Se recomienda seguir experimentando con estas metodologías en diferentes condiciones con otro tipo de materiales y velocidades para seguir afinando las metodologías.

Referencias

- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*(35), 415-456.
- Asten, M. W. (1976). *The se of microseisms in geophysical exploration*. Australia, Macquire University: Ph. D Thesis.
- Bard, P. (1998). *Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?. The effects of Surface Geology on Seismic Motion*. (K. O. Irikura, Ed.) Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- Bard, P. Y. (1999). *Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?, in the effects of surface Geology on Seismic Motion, Recent Progresss and New Horizon on ESG Study* (Vol. 3). (K. J. K. Irikura, Ed.) Balkema, Lisse, The Nertherlands.
- Campillo, M. (2006). Phase and correlation in 'random' seismic fields and the reconstruction of the Green function. *Pageoph*(163), 475-501.
- Capon, J. (1969). High-resolution frecuency-wave number spectrum analysis. *Proceedings*, 8(57), 1408-1418.
- Castellaro, S., Mulurgia, F., & Binconi, L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: a new efficient, fast and economic technique. *Journal Geoth. And Environmental Geology*, 3, 76-102.
- Chavez García, F. J., Rodriguez, M., & Stephenson, W. R. (2005). An Alternative Approach to the SPAC Analysis of Microtremors: Exploiting Stationarity of Noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 277-293.
- Chávez Garcia, F. J., Rodríguez, M., & Stephenson, W. R. (2006). Subsoil Structure Using SPAC Measurements along a Line. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2), 729–736.
- Chávez García, F. J., Rodríguez, M., & Stephenson, W. R. (2006, April). Subsoil Structure Using SPAC Measurements along a Line. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2), 729–736.
- Claerbout, J. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*(33), 264-269.
- Curtis, A., Gerstoft, P., Haruo, S., Snieder, R., & Wapenaar, K. (2006). Seismic Interferometry - Turning Noise into Signal. *The Leading Edge*, 25(9), 1082-1092.
- Duvall, T., Jefferies, S., Harvey, J., & Pomerantz, M. (1993). Time-distance helioseismology. *Nature*(362), 430-432.

- Fernández, L., & Avilés, L. (2008). Efectos de interacción suelo-estructura en edificios con planta baja blanda. *Revista de Ingeniería Sísmica*(79), 71-90.
- Feshbach, H., & Morse, P. M. (1953). *Methods of Theoretical Physics, Part I*.
- Flores Estrella, H. C., Lomnitz Aronsfrau, C., & Yussmin Guraneros, S. (2004). Estimación de velocidades de fase a partir del análisis de microtemores con el método SPAC. *Geos*, 24, 438-445.
- Francisco J. Chavez Garcia, M. R. (2005, Febrero). An Alternative Approach to the SPAC Analysis of Microtemors: Exploiting Stationarity of Noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 277–293.
- G. D. Bensen, M. H. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broadband Surface wave dispersion measurements. . *Geophysical Journal International*(169), 1239-1260.
- Galindo M., G. (2011, Junio). Topografía de una Mina ubicada en la 2ª Sección del Bosque de Chapultepec, Delegación Miguel Hidalgo, D.F. *Informe Preliminar Fondo Mixto CONACYT-GDF Covocatoria M0031-2009-01 número de solicitud 121119*.
- Goldstein, P. D. (2005). SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, Invited contribution to “The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. *SAC Availability for the IRIS Community*. WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.
- Herrmann, R. B. (1987). *Computer Programs in Seismology, S. (7 Vols.)*. Louis University.
- Hitoshi, M., Sumio, S., & Junpei, A. (2004). A Method to Estimate Phase Velocities of Rayleigh Waves Using Microseisms Simultaneously Observed at Two Sites. *Seismological Society of America*, 94, 961-976.
- James C. Roberts, M. W. (2004). Resolving a velocity inversion at the geotechnical scale using the microtemor (passive seismic) survey method. *Exploration Geophysics*(35), 14-18.
- Lermo, J., & Chavéz García, F. J. (1994a). Are microtemors useful in site response evaluation? *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1350-1364.
- Lugo Hupb, J., Cordero Estrada, M., & Zamorano Orozco, J. J. (1995). Relieve, Litología y riesgos en la zona urbana de la delegación Álvaro Obregón, Distrito Federal, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12, 52-67.
- Matsuoka, T., & Shiraishi, K. (2006). Application of seismic interferometry to subsurface imaging. *International Symposium on RAEG*, 35-38.

- Mooser, F., Tamez, E. S., Enrique, H. E., & Gutiérrez, C. E. (1986). *Características geológicas y geotécnicas del valle de México*. Depto. Distrito Federal, Comisión de Vialidad y Transporte Urbano, Distrito Federal.
- Morikawa, H., Sawada, S., & Akamatsu, J. (2004). A method to Estimate Phase Velocities of Rayleigh Waves Using Microseisms Simultaneously Observed at Two Sites. *Bulletin of the Seismological Society of America*(94), 961-976.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30(1).
- Okada, H. (1998). Microtremors as an exploration method: Geo-exploration Handbook. *Boletín del Earthquake Investigation Committee*, 2, 1-6.
- Okada, H. (2003). The Microtremor Survey Method. *Geophysical monographs series*(12).
- Okada, H., Matsuhima, T., Moriya, T., & Sasatani, T. (1990). An exploration technique using long-period microtremors for determination of deep geological structures under urbanized areas. *Butsuri Tansa*(43), 402-417.
- Pech Pérez, A., Jiménez González, C. O., & Cárdenas Soto, M. (2010). Obtención de propiedades físicas del suelo del valle de México mediante interferometría sísmica. *Revista de ingeniería Sísmica*(82), 77-94.
- Proyecto Civil Integral S.A. de C.V. (2006). *Elaboración de dictamen técnico y proyecto ejecutivo de la rehabilitación de la falla por filtraciones del tanque de almacenamiento lago mayor así como proyecto de rehabilitación de los daños causados al interceptor poniente, 2a sección del bosque de Chap*. Contrato No. 06-CD-03-10-0221-1-06, Gobierno del Distrito Federal , Secretaria del medio ambiente, Sistema de aguas de la ciudad de México, Distrito Federal.
- Richwalski, S. M., Picozz, M., & Parolai, S. (2007). Rayleigh wave dispersion curves from seismological and engineering-geotechnical methods: a comparison at the Bornheim test site (Germany). *JOURNAL OF GEOPHYSICS AND ENGINEERING*(4), 349–361.
- Schuster, G. T. (2009). *Seismic Interferometry*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Stehly, L. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research*, 113(B11306).
- Stein, S., & Wysession, M. (2002). *Introduction to Seismology, Earthquakes, & Earth Structure*. Blackwell Publishing.
- Thurber, C. H., & Aki, K. (1987). Three-Dimensional Seismic Imaging. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15, 115-139.

- Toksöz, M. N., & Lacoss, R. T. (1968). Microseisms: Mode structure and sources. *The Sciences*(159), 872–873.
- Torne, L., & Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology*. San Diego.
- Weaver, R., & Lobkis, O. (2005). Fluctuations in diffuse field-field correlations and the emergence of the Green's function in open systems. *J. Acoust. Soc. Am*(117), 3432-3439.
- Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation. (1996). *Estudios del Subsuelo en el valle de México* . Cuadernos de investigacion CENAPRED.
- Yauri Condo, S. A. (2006). *Microtremores*. Compendio de Trabajos de Investigacion CNDG- Biblioteca, Intituto Geofísico del Perú, Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica, Universidad Nacional de San Agustín de arequipa.
- Yokoi, T. (2011, Dec. 14). Instruction - Analysis of SPAC Method -. Japan, ,BRI: IISEE.
- Zeevaert, L. (1957). Foundation design and behavior of Tower Latino Americana in México City. *Geotechnique*, 7(3), 115-133.